А.П. ВИНОГРАДОВ

Избранные труды

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ И КОСМОХИМИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕКЦИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО

А.П.ВИНОГРАДОВ

Избранные труды

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ И КОСМОХИМИИ

4927

Ответственный редактор
академик АН СССР В.Л. БАРСУКОВ

МОСКВА
"НАУКА"
1988

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР
Библиотека

УДК 523/550.4

Избранные труды. Проблемы геохимии и космохимии / А.П. Виноградов. – М.: Наука, 1988. – 336 с. – ISBN 5-02-002616-6

В книгу входят фундаментальные работы по распространению химических элементов в земной коре, метеоритах, на Солнце, которые послужили основанием для разработки оригинальных представлений о происхождении и эволюции вещества Солнечной системы, Земли, ее оболочки. Работы по исследованию внеземного вещества с помощью космических аппаратов привели к принципиально новым идеям, которые имеют основополагающее значение в современной космохимии.

Для геохимиков, космохимиков, планетологов, геологов.

Редакционная коллегия:

академик А.Л. ЯНШИН,

члены-корреспонденты АН СССР А.Б. РОНОВ, Н.И. ХИТАРОВ,

доктор химических наук Ю.А. ШУКОЛЮКОВ,

доктора геолого-минералогических наук
Г.Б. НАУМОВ, А.А. ЯРОШЕВСКИЙ,

кандидаты геолого-минералогических наук
Е.И. ДОНЦОВА, К.П. ФЛОРЕНСКИЙ, Л.М. ХИТРОВ

Л.Д. ВИНОГРАДОВА (секретарь), И.В. МАТВЕЕВА (составитель)

Рецензенты:

кандидат геолого-минералогических наук *А.В. Иванов*,
доктор геолого-минералогических наук *А.А. Кадик*

В $\frac{1904020000\text{-}003}{042\,(02)\text{-}88}$ 155-88–I

ISBN 5-02-002616-6

© Издательство "Наука", 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Александр Павлович Виноградов, один из крупнейших геохимиков нашего времени, своей научной, педагогической и организационной деятельностью в стенах Академии наук СССР и Московского университета создал современную советскую геохимическую школу. Ясное осознание того фундаментального положения, что природные процессы являются, по существу, процессами физико-химическими, и поэтому целенаправленное обращение к методам мышления точных наук – физики, химии, математики – в анализе природных законов, постановка физико-химических экспериментов, воспроизводящих или моделирующих природные равновесия и процессы, применение всего арсенала методов этих наук при постоянном стремлении, опираясь на эти методы, глубоко проникнуть в суть природы, настойчиво и целенаправленно искать новые факты, непосредственно с этой сутью связанные, несущие прямую информацию о действующих силах и механизмах природных процессов – может быть, к этим положениям можно свести принципы научных исследований А.П. Виноградова. Его работы, охватывавшие, как и вся остальная его деятельность, очень широкий круг проблем, связанных с изучением интереснейших природных объектов – Земли, жизни на ней и окружающего космического пространства, представляют большой научный интерес. В них мы найдем постановки и решения целого ряда крупных проблем современной геохимии и космохимии, результаты применения новых методов исследований, вошедших в науку благодаря деятельности Александра Павловича, его коллег и сотрудников, формулировки новых идей и подходов. При подготовке к изданию "Избранных трудов" А.П. Виноградова мы старались отобрать те из них, которые содержат наиболее важные полученные им результаты, работы, в которых вводятся и обсуждаются новые идеи и гипотезы, работы, посвященные привлечению новых методов и принципов геохимических исследований. Большинство из них сохраняет научную актуальность и в настоящее время.

В книгу трудов включены наиболее важные работы А.П. Виноградова, посвященные основным проблемам геохимии и космохимии. Сюда вошли классические работы Александра Павловича по распространенности химических элементов на Солнце, в метеоритах и горных породах земной коры. Эти работы опираются на критический анализ всего доступного в 50-е–начале 60-х годов экспериментального материала, отбор наиболее методически достоверных результатов, на их сравнительно-геохимический анализ. Полученные А.П. Виноградовым оценки распространенности химических элементов вошли во все справочники и до настоящего времени остаются репером, в сопоставлении с которым решаются все проблемы распределения элементов в земной коре, региональной геохимической неоднородности, геохимической специализации различных типов горных пород и т.п. Из двух работ, посвященных распространенности химических элементов в магматических породах земной коры (1956, 1962 гг.), мы решили включить первую, так как она носит принципиальный характер, а те, в общем незначительные изменения конкретных цифр распространенности некоторых элементов, которые сделали необходимым пересмотр этих данных, не меняют общей идеологической картины.

Принципиальное значение имеют работы Александра Павловича, посвященные анализу вещества метеоритов с геохимической точки зрения. Параллельно с работами Гарольда Юри А.П. Виноградов рассматривал метеориты как представители допланетного вещества Солнечной системы, его твердой фракции, вещества, не прошедшего планетную стадию дифференциации (хондриты). Этот геохимический анализ существенно до-

полнил разработки О.Ю. Шмидта и его учеников и позволил, опираясь на данные по минеральному и химическому составу метеоритов, конкретизировать геохимические особенности первичного, протопланетного вещества, из которого сформировались планеты земной группы. Сам подход, принцип остается фундаментальным в космохимии, несмотря на то что дальнейшее глубокое изучение метеоритного вещества, а также пород Луны и других планет Солнечной системы, в том числе и самим Александром Павловичем, показал более сложную картину, свидетельствующую о непростой, сопровождающейся своеобразной химической дифференциацией истории вещества на допланетной, а возможно, и досолнечной стадии его эволюции. Введение этого принципа в космохимию мы связываем с именами Александра Павловича Виноградова и Гарольда Юри.

Блестящим синтезом, опирающимся на анализ закономерностей распространенности химических элементов в земной коре и метеоритах, является предложенная А.П Виноградовым концепция химической эволюции Земли, в основе которой лежит принцип выплавления и дегазации глубинного вещества с образованием наружных оболочек Земли и планет земной группы (коры, гидросферы и атмосферы) и зонное плавление как экспериментальная модель этого процесса. В концентрированном виде эти идеи Александра Павловича изложены в его речи на 1-ом чтении имени В.И. Вернадского 30 марта 1959 г., изданной в виде отдельной книжки ("Химическая эволюция Земли"), а также в серии работ, посвященных геохимическим проблемам гидросферы ("Введение в геохимию океана"* и др.) и атмосфер планет. Представления, разработанные А.П. Виноградовым в этих работах, вошли в фундамент современной геохимии, сменив имеющие теперь уже только историческое значение, взгляды В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана о первичной дифференциации Земли в рамках представлений о "горячем", целиком расплавленном начальном ее состоянии, нереальность которых была обоснована О.Ю. Шмидтом и Г. Юри.

Для Александра Павловича шаг к прямому изучению химического состава Луны и планет Солнечной системы, технические возможности которого появились в результате достижений советской космонавтики, был естественным продолжением работы его геохимической мысли. Благодаря непосредственному участию А.П. Виноградова в этих исследованиях впервые в мировой науке обоснован базальтовый состав пород поверхности Луны на основании орбитальной гамма-съемки космической станцией "Луна-10", получены геохимические данные, характеризующие грунт из материкового района Луны ("Луна-20"), и одновременно с результатами американских экспедиций данные по морскому району Луны ("Луна-16"), получены первые данные по химическому составу атмосферы Венеры ("Венера-4", "Венера-5", "Венера-6"), оценены содержания радиоактивных элементов и на этом основании определен тип горных пород поверхности Венеры ("Венера-8"). Эти пионерские работы, никогда не теряющие своего научного значения, и статьи, посвященные теоретическому анализу результатов, составляют основное содержание заключительной части книги.

"Избранные труды" открываются энциклопедической статьей "Геохимия", в которой сжато синтезируются все современные (на конец 60-х– начало 70-х годов) знания в этой области. Она ярко отражает собственные, неизбежно субъективные, но именно поэтому очень интересные взгляды самого А.П. Виноградова на нашу науку.

Несомненно, возможность снова вернуться к этим работам ученого познакомиться с ними современным геохимикам, космохимикам, геологам и другим специалистам, связавших свою научную судьбу с исследованием Земли и окружающего ее космического пространства, с решением крупнейших проблем естествознания – происхождения и эволюции вещества Солнечной системы – представляет значительный интерес.

При подготовке книги к изданию сделана лишь самая необходимая правка текста работ Александра Павловича: исправлены невольные опечатки, в нескольких местах текст согласован с материалом таблиц и рисунков, приведены в соответствие с современными требованиями библиография, обозначение физических величин и т.п.

*Эта работа будет включена во вторую книгу "Избранных трудов".

ГЕОХИМИЯ*

Геохимия (от гео... и химия), наука о химическом составе Земли, законах распространенности и распределения в ней химических элементов, способах сочетания и миграции атомов в ходе природных процессов. Геохимия – часть космохимии. Единицами сравнения в геохимии являются атомы и ионы.

Одна из важнейших задач геохимии – изучение на основе распространенности химических элементов химической эволюции Земли, стремление объяснить на химической основе происхождение и историю Земли, дифференциацию ее на оболочки (геосферы). Наибольшее внимание в геохимии уделяется проблемам распространенности и распределения химических элементов.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Распространенность различных химических элементов определяется синтезом их ядер, происходящим по разным термоядерным реакциям в недрах звезд. Стадия эволюции звезды (ее температура) определяет характер этого синтеза.

Согласно наиболее распространенным космогоническим гипотезам, при образовании Солнца из сжимающейся и вращающейся туманности на заключительной стадии сжатия от центра сгущения отделилась значительная масса горячей плазмы, которая образовала вокруг него протопланетное облако в виде диска. Облако быстро охлаждалось, и в нем возникла спонтанная конденсация вещества. В результате многостадийных реакций (конденсационный рост ядер, их коагуляция, процессы аккреции и агломерации) газовое облако превратилось в газопылевое. Одновременно происходила потеря облаком газов в космическое пространство. Холодное газопылевое облако в силу ротационной неустойчивости разбилось на ряд сгущений – протопланет, которые адиабатически сжимались. Благодаря этому процессу из холодного вещества протопланетного облака образовались планеты земного типа и астероидный пояс с астероидами и метеоритами. Наконец, на периферии протопланетного облака происходила при очень низких абсолютных температурах конденсация отлетевших газов (H, He, NH_3, CH_4 и др.), образовавших большие планеты – Юпитер, Сатурн, Нептун, Уран.

Непосредственное определение общего состава планеты невозможно. Однако астрономические (спектральные) данные о составе Солнца и данные о химическом составе каменных метеоритов (наиболее распространенных – хондритов) позволяют судить о распространенности химических элементов на Земле и на других планетах. Из табл. 1 видно, что распространенность элементов на Солнце и в метеоритах совпадают. Наиболее распространенные элементы (изотопы) имеют четные по протонам и четные по нейтронам ядра: ${}^{6}_{12}C$, ${}^{8}_{16}O$, ${}^{12}_{24}Mg$, ${}^{14}_{28}Si$, ${}^{16}_{32}S$, ${}^{36}_{56}Fe$ и многие другие элементы с четно-нечетным числом протонов или нейтронов занимают среднее место. Элементы с нечетным числом протонов и нейтронов имеют очень малую распространенность, например ${}^{3}_{7}Li$, ${}^{5}_{11}B$, ${}^{1}_{3}T$. Распространенность элементов с четным порядковым номером больше соседних с нечетными номерами (рис. 1). Легкие элементы Li, Be, B находятся в дефиците, так как "сгорают" в реакциях с протонами. Ядра элементов конца Менделеевской системы имеют огромный избыток нейтронов и потому неустойчивы. Эти элементы пре-

*Большая Советская Энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия. Т. 6. 1971. С. 330–336.

Таблица 1. Распространенность химических элементов на Солнце и в каменных метеоритах (хондритах)

Элементы	Солнце		Метеориты		Элементы	Солнце		Метеориты	
	$\lg\Sigma_{Mg}$	Σ_{Mg}	$\lg\Sigma_{Mg}$	Σ_{Mg}		$\lg\Sigma_{Mg}$	Σ_{Mg}	$\lg\Sigma_{Mg}$	Σ_{Mg}
1H	10,64	$4,4 \cdot 10^{10}$	–	–	45Rh	0,01	1,0	–0,51	$3,15 \cdot 10^{-1}$
3Li	<–0,46	$<3,4 \cdot 10^{-1}$	1,54	$3,5 \cdot 10^{1}$	46Pd	0,21	1,6	0,18	1,52
4Be	0,98	9,55	–0,14	$7,19 \cdot 10^{-1}$	47Ag	–0,61	$2,4 \cdot 10^{-1}$	0,82	$1,50 \cdot 10^{-1}$
5B	2,24	$1,7 \cdot 10^{2}$	1,18	$1,50 \cdot 10^{1}$	48Cd	0,18	1,5	–1,14	$7,21 \cdot 10^{-2}$
6C	7,15	$1,4 \cdot 10^{7}$	4,30	$2,02 \cdot 10^{4}$	49In	0,09	1,2	–2,85	$1,41 \cdot 10^{-3}$
7N	6,70	$5,0 \cdot 10^{6}$	2,54	$3,47 \cdot 10^{2}$	50Sn	0,18	1,5	0,83	6,83
8O	7,47	$3,0 \cdot 10^{7}$	6,55	$3,54 \cdot 10^{6}$		0,69	4,9		
9F	–	–	3,01	$1,02 \cdot 10^{3}$	51Sb	0,58	3,8		
11Na	4,94	$8,7 \cdot 10^{4}$	4,69	$4,93 \cdot 10^{4}$		–0,94	$1,1 \cdot 10^{-1}$	–0,88	$1,33 \cdot 10^{-1}$
12Mg	6,00	$1,0 \cdot 10^{6}$	6,00	$1,00 \cdot 10^{6}$	52Te	–	–	0,28	1,90
13Al	4,84	$6,9 \cdot 10^{4}$	4,89	$7,81 \cdot 10^{4}$	53J	–	–	–1,71	$5,11 \cdot 10^{-1}$
14Si	6,34	$2,2 \cdot 10^{6}$	6,01	$1,04 \cdot 10^{6}$	55Cs	–	–	–0,91	$1,22 \cdot 10^{-1}$
	5,88	$7,6 \cdot 10^{5}$			56Ba	0,74	5,5	0,85	7,08
15P	3,98	$9,6 \cdot 10^{3}$	3,72	$5,23 \cdot 10^{3}$	57La	0,67	4,7	–0,46	$3,50 \cdot 10^{-1}$
16S	5,94	$8,7 \cdot 10^{5}$	5,00	$1,01 \cdot 10^{6}$	58Ce	0,42	2,6	–0,24	$5,78 \cdot 10^{-1}$
17Cl	–	–	2,50	$3,20 \cdot 10^{2}$	59Pr	0,09	1,2	–0,94	$1,15 \cdot 10^{-1}$
19K	3,34	$2,2 \cdot 10^{3}$	3,55	$3,52 \cdot 10^{3}$	60Nd	0,57	3,7	–0,17	$6,74 \cdot 10^{-1}$
20Ca	4,68	$4,8 \cdot 10^{4}$	4,75	$5,66 \cdot 10^{4}$	62Sm	0,26	1,8	–0,67	$2,16 \cdot 10^{-1}$
21Sc	1,49	$3,1 \cdot 10^{1}$	1,46	$2,88 \cdot 10^{1}$	63Eu	–0,40	$4,0 \cdot 10^{-1}$	–1,07	$8,53 \cdot 10^{-2}$
22Ti	3,45	$2,8 \cdot 10^{3}$	3,34	$2,20 \cdot 10^{3}$	64Gd	–0,23	$5,9 \cdot 10^{-1}$	–0,39	$4,12 \cdot 10^{-1}$
	3,27	$1,9 \cdot 10^{3}$			65Tb	–	–	–1,29	$5,10 \cdot 10^{-2}$
23V	2,81	$6,5 \cdot 10^{2}$	2,35	$2,23 \cdot 10^{2}$	66Dy	–0,36	$4,4 \cdot 10^{-1}$	–0,46	$3,49 \cdot 10^{-1}$
24Cr	3,76	$5,8 \cdot 10^{3}$			67Ho	–	–	–1,16	$6,88 \cdot 10^{-2}$
	3,65	$4,5 \cdot 10^{3}$	3,97	$9,35 \cdot 10^{3}$	68Er	–	–	–0,71	$1,94 \cdot 10^{-1}$
25Mn	3,49	$3,1 \cdot 10^{3}$	3,87	$7,37 \cdot 10^{3}$	69Tm	–	–	–1,42	$3,84 \cdot 10^{-2}$
26Fe	5,44	$2,8 \cdot 10^{5}$	5,84	$6,96 \cdot 10^{5}$	70Yb	0,17	1,5	–0,73	$1,87 \cdot 10^{-1}$
27Co	3,34	$2,2 \cdot 10^{3}$	3,28	$1,92 \cdot 10^{3}$	71Lu	1,49	–	–1,49	$3,24 \cdot 10^{-2}$
28Ni	4,41	$2,6 \cdot 10^{4}$	4,60	$4,00 \cdot 10^{4}$	72Hf	–	–	–0,74	$1,82 \cdot 10^{-1}$
29Cu	3,09	$1,2 \cdot 10^{3}$	2,49	$3,06 \cdot 10^{2}$	73Ta	–	–	–0,75	$1,79 \cdot 10^{-1}$
30Zn	2,16	$1,4 \cdot 10^{2}$	2,09	$1,24 \cdot 10^{2}$	74W	–	–	–0,58	$2,64 \cdot 10^{-1}$
31Ga	1,36	$2,3 \cdot 10^{1}$	1,06	$1,16 \cdot 10^{1}$	75Re	–	–	–0,76	$1,74 \cdot 10^{-1}$
32Ge	1,13	$1,3 \cdot 10^{1}$	1,35	$2,23 \cdot 10^{1}$	76Os	–	–	–0,22	$5,96 \cdot 10^{-1}$
33As	–	–	0,64	4,32	77Ir	–	–	–0,38	$4,22 \cdot 10^{-1}$
34Sc	–	–	1,31	$2,05 \cdot 10^{1}$	78Pt	–	–	0,22	1,66
35Br	–	–	1,78	$6,08 \cdot 10^{-1}$	79Au	–	–	–0,79	$1,65 \cdot 10^{-1}$
37Rb	1,12	$1,3 \cdot 10^{1}$	0,75	5,69	80Hg	–	–	–0,09	$8,08 \cdot 10^{-1}$
38Sr	1,66	$4,6 \cdot 10^{1}$	1,27	$1,85 \cdot 10^{1}$	81Tl	–	–	–2,63	$2,38 \cdot 10^{-3}$
39Y	1,84	$6,9 \cdot 10^{1}$	0,56	3,64	82Pb	0,27	1,9	–0,81	$1,56 \cdot 10^{-1}$
40Zr	1,29	$2,0 \cdot 10^{1}$	1,09	$1,24 \cdot 10^{1}$	83Bi	–	–	–1,63	$2,33 \cdot 10^{-2}$
41Nb	0,94	8,7	–0,28	$5,23 \cdot 10^{-1}$	90Th	–	–	–1,55	$2,79 \cdot 10^{-2}$
42Mo	0,94	8,7	0,40	2,53	92U	–	–	–1,99	$1,02 \cdot 10^{-2}$
44Ru	0,46	2,9	0,20	1,60					

Примечание. Σ_{Mg} – число атомов данного элемента на 10^6 атомов магния. Обычно распространенности атомов относят к Si $= 1 \cdot 10^6$ ат, однако спектральные определения Si на Солнце дают значительный разброс. Поэтому в этой таблице за основу сравнения взят Mg $= 1 \cdot 10^6$ ат, определение которого наиболее точно.

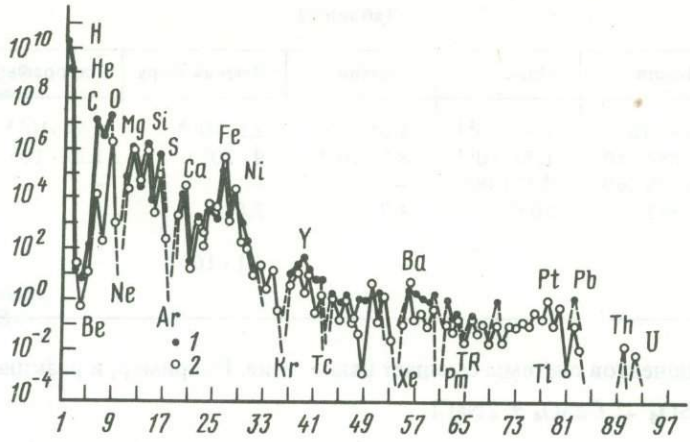


Рис. 1. Распространенность химических элементов на Солнце (*1*) и в каменных метеоритах (хондритах) (*2*) : по оси абсцисс – порядковые номера элементов, по оси ординат – число атомов данного элемента на 10^6 атомов Mg

терпевают радиоактивный распад (U, Th, Ra и др.) и спонтанное деление (U, Th, некоторые актиниды).

Из данных о химическом составе оболочек Земли следует, что Земля имеет метеоритный состав. Метеориты разделяются на каменные (хондриты и более редкие ахондриты), железные (из Fe-Ni сплава) и смешанные. Хондриты потеряли все летучие вещества, кроме тех, которые прочно вошли в соединение с твердым веществом метеоритов – H_2S, FeS, C, NH_3 и др. Таким образом, их твердое вещество по распространенности элементов отвечает солнечному составу; Mg, Si, Fe, O занимают первые места (по числу атомов Si/ Mg = 1), затем S, Al, Ca и др. Силикатная фаза хондритов состоит преимущественно из мета- и ортосиликатов – пироксенов ($MgSiO_3$) и оливинов [$(Mg, Fe)_2SiO_4$], т.е. является тройной системой MgO, SiO_2, FeO. Каменные метеориты – многофазные системы; помимо главных фаз – силикатной и металлической (сплав Fe-Ni) – они имеют еще сульфидную, хромитную, карбидную, фосфидную фазы. Отношение силикатной и металлической фаз в разных метеоритах варьирует. Многие ученые, исходя из аналогии с метеоритами, считают, что планеты земного типа имеют также силикатную фазу и металлическое ядро, причем отношения между фазами у разных планет различны. По этой гипотезе Земля имеет около 31% металлической фазы или около 40% Fe (включая окисленное).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Земля, как и другие планеты земного типа и Луна, имеет оболочечное строение; она состоит из ряда геосфер: мантии, земной коры, гидросферы и атмосферы (табл. 2). Твердые оболочки Земли, слагающие их горные породы, парагенетические ассоциации минералов и т.п. – как правило, сложные многокомпонентные силикатные системы. Процессы, при которых они образуются, идут с конечными скоростями и являются необратимыми. В геохимии мы встречаемся с неравновесными системами, которые характеризуются массой, объемом, энтропией, давлением, температурой, химическими потенциалами. Для применения термодинамики в геохимии необходимо знать поведение конкретных фаз, компонентов и систем в условиях геологической обстановки, в частности в большом диапазоне давлений и температур. Так, например, общее представление о направлении геохимического процесса дает принцип Ле Шателье–Брауна, согласно которому в любой системе, находящейся под действием внешних сил, изменение какого-либо внешнего фактора вызывает превращение, направленное на компенсацию действия этого фактора. По закону действующих масс изменение активности

Таблица 2

Параметры	Земля	Ядро	Мантия	Земная кора	Гидросфера	Атмосфера
Масса, т	$5{,}9 \cdot 10^{21}$	$1{,}86 \cdot 10^{21}$	$4{,}05 \cdot 10^{21}$	$2{,}5 \cdot 10^{19}$	$1{,}44 \cdot 10^{18}$	$5{,}1 \cdot 10^{15}$
Объем, км^3	$1{,}083 \cdot 10^{12}$	$1{,}73 \cdot 10^{11}$	$8{,}2 \cdot 10^{11}$	$9 \cdot 10^{9}$	$1{,}37 \cdot 10^{9}$	
Радиус, км	6,378 160	3,471 000	–	–	–	–
Плотность, г/см^3	5,517	10,9	4,9	2,8	1	–
Поверхность, км^2	–	–	–	$5{,}1 \cdot 10^{8}$	–	–

одного из компонентов системы смещает равновесие. Например, в реакции

$$CaCl_2 + Na_2SO_4 \rightleftarrows CaSO_4 + 2NaCl$$

равновесие смещается вправо, так как ангидрит выпадает из раствора. В реакции

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2,$$

начинающейся при температуре выше 350°С, равновесие сдвигается вправо, так как одновременно с отложением минерала волластонита $CaSiO_3$ образуется углекислота, удаляющаяся из системы. С повышением температуры в реакциях с участием газовой фазы равновесие смещается в сторону меньшего объема газовых компонентов. Например, в реакции

$$SiO_2 + 4HF \rightleftarrows SiF_4 + 2H_2O$$

равновесие сдвигается вправо. Высокое давление (газовое и литостатическое) изменяет направление и характер кристаллизации магмы.

Условия равновесия подчиняются также правилу фаз Гиббса, согласно которому число термодинамических степеней свободы системы $f = k - n + 2$, где n – число фаз в системе, k – число компонентов. Поскольку в закрытой системе число степеней свободы $f \leqslant 2$ (давление и температура), то число фаз $n \geqslant k$. Это минералогическое правило фаз, впервые в геохимии примененное В.М. Гольдшмидтом, оправдывается для разнообразных горных пород.

Закономерности распределения отдельных элементов по многочисленным фазам – минералам–зависят главным образом от строения внешних электронных оболочек атомов. В геохимии поэтому широко используются закономерности, установленные кристаллохимией. Ионы и атомы в кристаллических решетках имеют разные радиусы R_i. Величина R_i связана с положением химического элемента в Периодической системе Менделеева. По вертикальным группам R_i обычно растет с увеличением атомной массы и уменьшается с увеличением валентности иона в пределах периода (табл. 3, см. вкл.).

В природных процессах разделения ионы и атомы сортируются по своим размерам. Кристаллические решетки главных породообразующих минералов принимают одни ионы (или атомы) и не принимают другие в зависимости от их величины. заряда и других свойств. Если ионы разновалентны, но имеют близкий размер R_i, в решетку всего входит ион с большим зарядом. Если ионы имеют одинаковую валентность и по размеру различаются не больше чем на 15%, они часто изоморфно замещаются в кристаллических решетках; происходит замещение атома атомом, иона ионом или группы атомов группой атомов в зависимости от типа решетки, размеров R_i, заряда и т.д. Изоморфное замещение играет огромную роль в распределении элементов по различным минералам. Использование R_i в геохимии объяснило причину ассоциации таких разнородных элементов, как U, Th и редкоземельных элементов (в минералах торианит, иттриалит и др.), а также постоянную ассоциацию редкоземельных элементов. При деформации одного иона другим в соединении, имеющем катион малого радиуса и анион большого радиуса, возникает так называемая поляризация, которая нарушает физико-химические свойства

Таблица 3

Величины атомных и ионных радиусов (в Å) группы периодической системы Д. И. Менделеева

Периоды	IA	IIA	IIIA	IVA	VA	VIA	VIIA	VIII			IБ	IIБ	IIIБ	IVБ	VБ	VIБ	VIIБ	0
1																	H −1 VI (1.53) 0 0,25	He 0 1.20
2	Li 0 1.45 +1 IV 0.59 VI 0,74	Be 0 1.05 +2 III 0.17 IV 0.27											B 0 0,85 +3 III 0.02 IV 0,12	C 0 0,70 +4 IV (0,15)	N 0 0,65 +3 VI (0,16) +5 VI (0.13)	O −2 II 1.35 III 1.36 IV 1.38 VI 1.40 VIII 1.42 0 0.60 +6 VI (0,10)	F −1 II 1,28 III 1.30 IV 1,31 VI 1,33 0 0,50 +7 VI (0.08)	Ne 0 1.60
3	Na 0 1.80 +1 IV 0.99 V 1.00 VI 1.02 VII 1.13 VIII 1.16 IX 1,32	Mg 0 1.50 +2 IV 0.58 VI 0,72 VIII 0.89											Al 0 1.25 +3 IV 0.39 V 0,48 VI 0,53	Si 0 1,10 +4 IV 0,26 VI 0,40	P 0 1,00 +3 VI (0.44) +5 IV 0,17 VI (0,35)	S −2 VI 1,74 0 1,00 +4 VI (0,37) +6 IV 0,12 VI (0.30)	Cl −1 VI 1,81 0 1,00 +5 III 0,12 +7 IV 0.20	Ar 0 1.90
4	K 0 2,20 +1 VI 1.38 VII 1.46 VIII 1.51 IX 1.55 X 1,59 XII 1,60	Ca 0 1,80 +2 VI 1,00 VII 1,07 VIII 1.12 IX 1.18 X 1,28 XII 1.35	Sc 0 1,60 +3 VI 0,73 VIII 0,87	Ti 0 1,40 +2 VI 0,86 +3 VI 0,67 +4 V 0,53 VI 0,60	V 0 1,35 +2 VI 0,79 +3 VI 0,64 +4 VI 0,59 +5 IV 0,36 V 0,46 VI 0,54	Cr 0 1,40 +2 VI 0,73 *VI 0,82 +3 VI 0,62 +4 IV 0,44 VI 0,55 +5 IV 0,35 VIII 0,50 +6 IV 0,30	Mn 0 1,40 +2 VI 0,67 *VI 0,82 VIII 0,93 +3 V 0,58 VI 0,58 *VI 0,65 +4 VI 0,54 +6 IV 0,27 +7 IV 0,26	Fe 0 1,40 VI 0,61 *VI 0,77 +3 IV 0,49 VI 0,55 *VI 0,65	Co 0 1,35 +2 VI 0,65 *VI 0,74 +3 IV 0,53 *VI 0,61	Ni 0 1,35 +2 VI 0,70 +3 VI 0,56 *VI 0,60	Cu 0 1,35 +1 II 0,46 +2 I 0,62 0,65 I 0,73	Zn 0 1,35 +2 IV 0,60 V 0,68 VI 0,75	Ga 0 1,35 +3 IV 0,47 V 0,55 VI 0,62	Ge 0 1,25 +2 VI (0,73) +4 IV 0,40 VI 0,54	As 0 1,15 +3 VI (0,58) +5 IV 0,34 VI 0,50	Se −2 VI 1,91 0 1,15 +4 VI (0,50) +6 IV 0,29 VI (0,42)	Br −1 VI 1,96 0 1,15 +5 VI (0,47) +7 VI (0,39)	Kr 0 2,00
5	Rb 0 2,35 +1 VI 1,49 VII 1,56 VIII 1,60 XII 1,73	Sr 0 2,00 +2 VI 1,16 VII 1,21 VIII 1,25 X 1,32 XII 1,44	Y 0 1,85 +3 VI 0,89 VIII 1,01 IX 1,10	Zr 0 1,55 +4 VI 0,72 VII 0,78 VIII 0,84	Nb 0 1,45 +2 VI 0,71 +3 VI 0,70 +4 VI 0,69 +5 IV 0,32 V 0,64 VI 0,66	Mo 0 1,45 +3 VI 0,67 +4 VI 0,65 +5 VI 0,63 +6 IV 0,42 V 0,50 VI 0,60 VII 0,71	Tc 0 1,35 +4 VI 0,64 +7 VI (0,56)	Ru 0 1,30 +3 VI 0,68 +4 VI 0,62	Rh 0 1,35 +3 VI 0,67 +4 VI 0,62	Pd 0 1,40 +1 II 0,59 +2 IV 0,64 VI 0,86 +3 VI 0,76 +4 VI 0,62	Ag 0 1,60 +1 II 0,67 IV 1,02 V 1,12 VI 1,15 VII 1,24 VIII 1,30 +3 IV 0,65	Cd 0 1,55 +2 IV 0,84 V 0,87 VI 0,95 VII 1,00 VIII 1,07 XII 1,31	In 0 1,55 +3 VI 0,79 VIII 0,92	Sn 0 1,45 +2 VI (0,93) VIII 1,22 +4 VI 0,69	Sb 0 1,45 +3 IV 0,77 V 0,80 VI (0,76) +5 VI 0,61	Te −2 VI 2,11 0 1,40 +4 III 0,52 VI (0,70) +6 VI (0,56)	J −1 VI 2,20 0 1,40 +5 VI 0,95 +7 VI (0,50)	Xe 0 2,20
6	Cs 0 2,60 +1 VI 1,70 IX 1,78 X 1,81 XII 1,88	Ba 0 2,15 +2 VI 1,36 VII 1,39 VIII 1,42 IX 1,47 X 1,52 XII 1,60	La–Lu	Hf 0 1,55 +4 VI 0,71 VIII 0,83	Ta 0 1,45 +3 VI 0,67 +4 VI 0,66 +5 VI 0,64 VIII 0,69	W 0 1,35 +4 VI 0,65 +6 IV 0,41 VI 0,58	Re 0 1,35 +4 VI 0,63 +5 VI 0,52 +6 VI 0,52 +7 IV 0,40 VI 0,57	Os 0 1,30 +4 VI 0,63	Ir 0 1,35 +3 VI 0,73 +4 VI 0,63	Pt 0 1,35 +2 VI (0,80) +4 VI 0,63	Au 0 1,35 +1 VI (1,37) +3 IV 0,70 VI (0,85)	Hg 0 1,50 +1 III 0,97 +2 II 0,69 IV 0,96 VI 1,02 VIII 1,14	Tl 0 1,90 +1 VI 1,50 VIII 1,60 XII 1,76 +3 VI 0,88 VIII 1,00	Pb 0 1,80 +2 IV 0,94 VI 1,18 VIII 1,29 IX 1,33 XI 1,39 XII 1,49 +4 VI 0,78 0,94	Bi 0 1,60 +3 V 0,99 VI 1,02 VIII 1,11 +5 VI (0,74)	Po 0 1,90 +4 VIII 1,10 +6 VI (0,67)	At +7 VI (0,62)	Rn 0 2,40
7	Fr +1 VI (1,80)	Ra 0 2,15 +2 VI (1,43)	Ac 0 1,95 +3 VI (1,18)	Th 0 1,80 +4 VI 1,00 VIII 1,06 IX 1,09	Pa 0 1,80 +3 VI (1,13) +4 VI (0,98) VIII 1,01	U 0 1,75 +3 VI 1,06 +4 VI (0,97) VII 0,98 VIII 1,00 IX 1,05 +5 VI 0,76 VII 0,96 +6 II 0,45 IV 0,48 VI 0,75 VII 0,88	Np 0 1,75 +2 VI 1,10 +3 VI 0,80 +4 VI (0,95) VIII 0,98 +7 VI (0,71)	Pu 0 1,75 +3 VI 1,00 +4 VI 0,80 VIII 0,96	Am 0 1,75 +3 VI 1,01 +4 VI (0,92) VIII 0,95	Cm +3 VI 0,98 +4 VIII 0,95	Bk +3 VI 0,96 +4 VIII 0,93	Cf +3 VI 0,95						

Л А Н Т А Н И Д Ы

La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
0 1,95 +3 VI 1,05 VII 1,20 VIII 1,18 IX 1,20 X 1,28 XII 1,32	0 1,85 +3 VI 1,01 IX 1,15 XII 1,29 +4 VI 0,80 VIII 0,97	0 1,85 +3 VI 1,00 VIII 1,14 +4 VI 0,78 VIII 0,96	0 1,85 +3 VI 0,98 VIII 1,12 XI 1,09	0 1,85 +3 VI 0,98	0 1,85 +3 VI 0,96 VIII 1,09	0 1,85 +2 VI 1,17 VIII 1,25 +3 VI 0,95 VII 1,03 VIII 1,07	0 1,80 +3 VI 0,94 VII 1,04 VIII 1,06	0 1,75 +3 VI 0,92 VII 1,02 VIII 1,04 +4 VI 0,76 VIII 0,88	0 1,75 +3 VI 0,91 VIII 1,03	0 1,75 +3 VI 0,90 VIII 1,02	0 1,75 +3 VI 0,89 VIII 1,00	0 1,75 +3 VI 0,88 VIII 0,99	0 1,75 3 VI 0,87 VIII 0,98	0 1,75 3 VI 0,86 VIII 0,97

Цифры со стрелками обозначают поля элементов (оконтурены жирной линией): *1* — литофильных; *2* — халькофильных; *3* — сидерофильных. Для каждого элемента приведены значения атомного радиуса (0) и ионных радиусов при различных валентностях и координационных числах (обозначены римскими цифрами). Звёздочка обозначает пара- или ферромагнитное состояние переходных элементов; отсутствие звёздочки — диамагнитное состояние. Атомные радиусы даны по Дж. Слейтеру, ионные — по Р. Д. Шеннону и К. Г. Превитту, ионные (в скобках) — по Л. Аренсу.

Зак. 2245

Таблица 4. Геохимическая классификация химических элементов

Сидерофильные (железо)	Халькофильные (сульфиды)	Литофильные (силикаты и др.)
Fe, Ni, Co, Ru, Rh Pd, Os, Ir, Pt, (Mo) Au, Re, (P), (As), (C), (Ge), (Ga), (Sn), (Sb), (Cu)	S, Se, Te, Cu, Zn, Cd, Pb, Sn, Mo, Ge, As, Ga, Sb, Bi, Ag, Hg, In, Tl, (Fe), (Ni), (Co)	H, O, N, Si, Ti, Zr, Hf, F, Cl, Br, I, B, Al, Sc, Y, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, V, Cr, Mn, W, Th, Nb, Ta, U, Ac, Pa, (S), (P), (Sn), (C), (Ga), (Fe), (Ni), (Co), редкоземельные элементы

вещества – твердость, летучесть и многие другие. Отношения R_i катиона/R_i аниона определяет число атомов, окружающих центральный атом в соединении, – его координацию, т.е. координационное число. Оно, в свою очередь, указывает на характер и строение кристаллической решетки. Координационное число может изменяться в зависимости от условий образования минерала. Кристаллические решетки минералов имеют различную структуру – от очень простых и симметричных построек из плотно упакованных шаров до весьма сложных с низкой степенью симметрии. При кристаллизации атомы и ионы стремятся расположиться в кристаллической решетке таким образом, чтобы была минимальной энергия кристаллической решетки. На основе всех этих данных была создана геохимическая классификация элементов, опирающаяся на физико-химические свойства химических элементов (табл. 4).

Все химические элементы разделяются на главные группы: литофильные, халькофильные и сидерофильные, что одновременно указывает на их общность свойств, их характер распределения по породам и по оболочкам Земли. Так, литофильные элементы имеют 8-электронную оболочку (строение нейтральных газов), катионы халькофильных элементов имеют 18-электронную оболочку (за исключением группы серы), сидерофильные – имеют ионы переходного типа с 8–18 электронами.

Все элементы, имеющие теплоту образования окисей выше теплоты образования FeO, принадлежат к группе литофильных элементов. Те, которые имеют теплоту образования окисей ниже FeO, входят в группу халькофильных или сидерофильных элементов. Так же элементы, имеющие теплоту образования сульфидов выше теплоты образования FeS, – халькофильные. В соответствии с этим на кривых атомных объемов литофильные элементы занимают нисходящие участки кривой. Все халькофильные элементы занимают места на поднимающихся ветвях кривой. Многие сидерофильные элементы встречаются в самородном состоянии вследствие их положительного потенциала (по отношению к H) и располагаются в минимумах кривой. Нередко различают еще две группы элементов – атмофильные и биофильные.

С открытием изотопов стала развиваться геохимия изотопов – изучение процессов разделения изотопов химических элементов в природных процессах, особенно легких атомов H, C, O, N, S и др. Этим методом часто удается установить способ и условия разделения химических элементов и образования конкретных минералов и рудных залежей.

Геохимические процессы разделения элементов на Земле поддерживаются прежде всего теплом, генерируемым радиоактивными элементами (радиогенное тепло), гравитационной энергией. На поверхности Земли значительную роль играет энергия солнечных лучей, которая, в частности, трансформируется живым веществом в химическую энергию нефтей и углей.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Первичное разделение холодного недифференцированного вещества Земли на оболочки произошло под влиянием тепла адиабатического сжатия планеты и радиогенного тепла. В мантии Земли на различных глубинах, особенно в астеносфере, возникали многочисленные расплавленные очаги. Разделение на оболочки шло путем зонного плавления, которое не требует расплавления мантии. Силикатное вещество планеты разделялось на тугоплавкую фазу – ультраосновные породы верхней мантии и легкоплавкую фазу – основные породы (базальты) земной коры. Легкоплавкое вещество проплавляло кровлю магматической камеры, а тугоплавкое – кристаллизовалось на дне камеры; таким образом, легкоплавкое вещество перемещалось вверх к поверхности Земли. При этом метасиликаты инконгруэнтно разлагались на ортосиликаты и кремнекислоту, обогащенную химическими элементами, понижающими температуру плавления: щелочными элементами, Si, Ca, Al, U, Th, Sr и другими редкими литофильными элементами. Вещества, повышающие температуру плавления (Mg, Fe, Ni, Co, Cr и др.), сохранились по преимуществу в тугоплавкой фазе, т.е. остались в мантии Земли. Вместе с зонным плавлением шел процесс дегазации верхней мантии.

Процессы выплавления и дегазации вещества мантии имеют периодический характер. После того как произошел вынос тепла и вещества из глубин на поверхность Земли, требовалось время на новое разогревание очага. С таким геохимическим циклом связан весь ритм тектоно-магматической и вулканической деятельности и метаморфических преобразований. Этот процесс шел также на Луне и, по-видимому, на всех планетах земного типа. Химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется

Таблица 5. Химический состав горных пород Земли, Луны и метеоритов

Окислы и элементы	Каменные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы Земли	Примитивные базальты Земли (толеитовые)	Эвкриты (базальтические каменные метеориты)
SiO_2, мас.%	38,04	43,54	50,83	48,5
TiO_2	0,11	0,05	2,03	0,6
Al_2O_3	2,5	3,90	14,0	12,96
FeO	12,45	9,84 (+2,51 Fe_2O_3)	9,0 (+2,88 Fe_2O_3)	17,6
MgO	23,84	34,02	6,34	8,28
CaO	1,95	3,46	10,42	10,23
Na_2O	0,98	0,56	2,23	0,75
K_2O	0,17	0,25	(0,16)	0,24
MnO	0,25	0,21	0,18	0,43
Cr_2O_3	0,36	0,34	0,4	0,38
ZrO_2	0,004	0,004	0,01	0,006
Rb, 10^{-4} %	5	1	1,2	0,2
Ba	6	1	14	30
Sr	10	10	130	80
Y	2,0	1	43	22
V	70	40	290	50
Sc	6	1,5	61	35
Ni	13500	2000	97	1000
Co	800	200	32	40
Li	3	0,5	9	3
Th	0,05	0,015	~0,5	0,5
U	0,025	0,005	~0,1	0,2

непрерывным процессом выплавления и дегазации вещества мантии за счет энергии радиоактивного распада.

Вещество мантии Земли (перидотиты, дуниты и другие ультраосновные породы) имеет химический состав, приближающийся к метеоритному (табл. 5). Господствующие в мантии высокие температуры и давления приводят к полиморфным изменениям минералов, например к образованию стишовита, т.е. кремнезема с плотностью 4350 кг/м^3 (при нормальном давлении и температуре), и т.п. Благодаря этому вещество мантии разделяется на зоны с разной плотностью. Вещество верхней мантии проникает к поверхности на материках в дунитовых поясах, богатых хромитами, платиноидами, высокотемпературными сульфидами, в океанах – в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов.

Ранее, ссылаясь на наличие сульфидных руд в земной коре, геологи допускали существование в мантии сульфидной оболочки. Однако определение изотопного состава свинца из разных сульфидных руд показало их различный абсолютный возраст; следовательно, отторжение сульфидов из горных пород происходило в разное время, так что гипотеза сульфидной оболочки лишена достаточного основания. Процесс образования металлического сплава Fe-Ni, из которого состоит ядро Земли, наименее изучен. Вероятно, ядро формировалось в процессах агломерации в протопланетном облаке и далее при адиабатическом сжатии Земли, что продолжалось длительное время.

Над мантией располагается земная кора, которая отделяется от вещества мантии границей Мохоровичича. Выделяют два типа земной коры: материковую (континентальную) и океаническую. Мощность континентальной коры достигает в среднем 35–40 км, а океанической – 6–8 км. Примитивные (толеитовые) базальты океанической

Породы поверхности Луны				Средний состав осадочных пород Земли	Граниты Земли
кристаллические (базальт)		тонкодиспергированные (реголит)			
"Аполлон-12"	"Луна-16"	"Аполлон-12"	"Луна-16"		
40	43,8	42	41,7	46,20	70,8
3,7	4,9	3,1	3,39	0,58	0,4
11,2	13,65	14	15,33	10,50	14,6
21,3	19,35	17	16,64	1,95 ($+3,3\ Fe_2O_3$)	1,8 ($+1,6\ Fe_2O_3$)
11,7	7,05	12	8,78	2,87	0,9
10,7	10,4	10	12,49	14,0	2,0
0,45	0,38	0,40	0,34	1,17	3,5
0,065	0,15	0,18	0,10	2,07	4,0
0,26	0,20	0,25	0,21	0,16	0,10
0,55	0,28	0,41	0,28	0,09	0,07
0,023	0,04	0,09	0,013	0,01	0,003
0,65	–	3,2	5,9	200	200
72	206	420	114	500	800
145	445	170	169	300	700
50	54	13	58	30	30
88	425	64	61	100	40
50	20	47	27	10	3
54	147	200	190	45	8
40	29	42	53	10	5
5,5	–	11	10	40	40
0,9	1,1	6	0,5	10	18
0,25	0,2	1,5	0,1	3	3,5

коры – более сложная система, чем вещество каменных метеоритов. В них отношение Si/Mg = 6,5, т.е. они не солнечного состава. Базальты земной коры, лунные породы (с поверхности лунных "морей") и эвкриты (базальтические каменные метеориты) имеют идентичный состав и одинаковую офитовую структуру. Исключительную роль в силикатных и других системах играют воды и другие летучие, понижающие точку плавления системы. Наиболее существенное влияние на магматические процессы оказывает вода в состоянии, близком к надкритическому.

В мантии под вулканами методами сейсмологии обнаружены камеры, заполненные жидкой магмой. Излияние базальтов сопровождается выделением водяного пара – около 7% по массе (20% по объему) от излившегося базальта – и кислых дымов и газов (CO_2, HF, HCl, S, SO_2). В высокотемпературной стадии остывания базальта (600–800°C) выделяются главным образом CO_2, HF, HCl, а при средних температурах (около 200°C) также и соединения серы. При низких температурах и в поствулканической (фумарольной) стадии выделяются CH_4, NH_4Cl, H_3BO_3, CO_2 и другие газы, а также минерализованные растворы. Образование CO_2, CO, CH_4 – результат реакции в магме углерода с H_2O при разных температурах и давлениях. Этот процесс сопровождается частичным разделением изотопов углерода – утяжелением углерода (повышением содержания ^{13}C) в CO_2, алмазах и карбонатитах ($CaCO_3$ кимберлитовых трубок) по сравнению с углеродом других горных пород. Базальтовая лава при охлаждении подвергается фракционной кристаллизации с образованием различных магматических пород, имеющих общие признаки. В магматической стадии дифференциации возможны ликвация (например, отделение от силикатов высокотемпературных Cu-Ni-Fe сульфидов) и газовый перенос. В ранней стадии фракционной кристаллизации магмы могут образоваться магнетит и титаномагнетит, как следствие окисления в магме $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$; магнетит не растворяется в силикатном расплаве и увлекает с собой Ti в силу близости R_i Fe^{3+} (0,65) и Ti^{4+} (0,60). В стадии главной кристаллизации образуются плагиоклазы от лабрадора до олигоклаза и многие другие алюмосиликаты. По мере остывания происходит накопление в расплаве более легкоплавких и летучих соединений, на известной стадии вступающих в реакцию с ранее выделившимися более высокотемпературными соединениями (реакционный принцип Боуэна). В этом отборочном механизме в остаточном расплаве концентрируются ионы, которые не вошли в породообразующие минералы из-за своих больших или очень малых R_i. С этими остаточными расплавами связывают происхождение богатых редкими элементами пегматитов и других горных пород.

Кислые горные породы – граниты, гранодиориты и др. – имеют большое распространение в земной коре. Одни из них содержат много Ca (около 2,5%) и тяжелых металлов, мало щелочей и летучих, другие бедны Ca (около 0,5%) и тяжелыми металлами, но богаты щелочами и летучими. Происхождение гранитов большинство ученых связывает с эвтектическим плавлением, с процессом гранитизации (метаморфизм и метасоматизм) осадочных горных пород на различных уровнях земной коры. Повышенное содержание ^{18}O в кварце гранитов отвечает относительно низким температурам образования минерала.

В земной коре материков образуются рудные залежи – месторождения многих химических элементов, всего Fe, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Mo, Ag, Mg, в виде окислов, сульфидов и др. Их происхождение связано с гидротермальными растворами, несущими также и газы. Несмотря на известное разнообразие их состава в связи с глубиной, температурой и другими условиями образования, они имеют общие черты, например обычны ассоциации SiO_2–Au или Pb–Zn–Cu и другие в виде сульфидов или ассоциации SnO_2–WO_3–H_3BO_3–F в гидротермальных и грейзеновых месторождениях. Гидротермальные образования и грейзены рассматриваются как конечные продукты тектономагматического процесса или гранитизации. Источниками рудного вещества гидротерм могут быть как подкоровые процессы, так и процессы в земной коре. Вопрос о способе переноса тяжелых металлов вызывает споры. Не исключается газовый перенос металлов, например в виде фторидов, причем фтор часто дает во вмещающих породах боль-

Рис. 2. Увеличение объема породы в зоне выветривания

шие ореолы рассеяния. Неясны равновесия фторидов, хлоридов, металлов с H_2O при разных температурах и давлениях.

О химических и физических условиях рудообразования дает представление состав газово-жидких включений в рудных минералах, которые содержат растворы NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$, KCl, H_2S, SiO_2, карбонатов и следы металлов; нередко высокое давление CO_2 – до 2000 атм. Эти растворы близки к нейтральным; температура их образования лежит в пределах 50–550 °С. Обыкновенные сульфиды тяжелых металлов Pb, Zn, Cu, Fe и многие другие мало растворимы в воде, и изменение давления и температуры почти не меняет их растворимости. Например, чтобы осадить 1 т цинка из раствора ZnS, нужно было бы испарить около 10 км^3 воды. Маловероятен перенос сульфидов и в виде коллоидных растворов – золей. Существуют, однако, комплексные соединения сульфидов тяжелых металлов, более растворимые, чем простые сульфиды, например дающие ионы $HZnS_2^{2-}$ или HgS_2^-. Большую роль в процессе переноса тяжелых металлов горячими растворами играет концентрация в них CO_2 и, вероятно, других газов: O_2, H_2S, PH_3. Например, U образует комплексы $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$, легко растворимые в H_2O при определенной концентрации CO_2. Уменьшение CO_2 в растворе разрушает этот комплекс и вызывает отложение соединений U. Отложение тяжелых металлов регулируется также парциальным давлением H_2S, которое определяет последовательность отложения металлов в сульфидном теле, парциальным давлением CO_2, окислительным потенциалом и т.д. Кристаллизация сульфидов, например Pb, Zn и многих других, распределение в них редких элементов In, Ga, Ge, Tl и т.д. происходит по законам изоморфизма. Процесс отложения сульфидов отражается на изотопном отношении $^{32}S/^{34}S$ в минералах, что имеет диагностическое значение.

Магматические породы на поверхности Земли разрушаются под влиянием климатических факторов и ряда других агентов: организмов, воды, углекислоты, органических веществ; этот процесс зависит от концентрации ионов водорода и кислорода, ионного потенциала и других условий. Вещество горных пород при выветривании испытывает сложные превращения. Например, полевые шпаты превращаются в каолинит, карбонаты и кварц; Na, Mg, K в виде хлоридов, сульфатов, карбонатов переходят в раствор и уносятся потоками в океан и т.д. Вследствие гидратации и карбонатизации общий объем пород увеличивается (рис. 2). В разрушении горных пород участвуют многие химические процессы, как, например, гидролиз алюмосиликатов, который приводит к образованию латерита, свободных водных окисей Al_2O_3 и бокситов, которые обогащены Ti, Nb, Sn, Be и др. Окисление до более высоких валентностей часто выполняется микроорганизмами, например $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$ и т.д. Железные осадочные руды обогащаются фосфатами, арсенатами, ванадатами, а марганцевые – Ba, Ra, Co и др. Известняки, а также доломиты, фосфаты и некоторые другие соли образуются при участии организмов и накапливают Sr, Mn, Pb, F, редкоземельные элементы и т.д.

Соленосные отложения возникают в результате испарения воды в изолированных бассейнах. Последовательность отложения солей NaCl, $MgSO_4$ и др. идет по законам галогенеза. В этом процессе происходит отделение твердых солей от насыщенного

Таблица 6. Количество осадочных пород на земном шаре, кг

Глубоководные области	$2{,}17 \cdot 10^{20}$	Щиты древних платформ	$1{,}4 \cdot 10^{20}$
Батиальные области	$1{,}0 \cdot 10^{21}$	Молодые платформы	$3{,}4 \cdot 10^{20}$
		Всего	$1{,}7 \cdot 10^{21}$

раствора – рапы, которая содержит наиболее растворимые соли Na, K, Sr, Li, B, Br. Подобные растворы встречаются и в подземных высокоминерализованных водах.

Органическое вещество суши при захоронении приводит к образованию углей, а органическое вещество донных отложений современных и древних морей (главным образом планктона) – к образованию нефтей и горючих газов. Изотопный анализ отдельных фракций нефтей на $^{12}C/^{13}C$ указывает температуру их образования – не свыше 200–250°С. Появление углей и нефтей в земной коре изменило миграцию и распределение ряда элементов. Так, например, U, V, Ge обычно концентрируются в осадочных железных рудах. С появлением углей их соединения стали накапливаться и в углях и в битумах, образуя нередко месторождения этих элементов. Наиболее стойкие минералы – монацит, торит, золото, магнетит, кварц, циркон, рутил, касситерит и др. – при разрушении горных пород накапливаются в прибрежной части морей и океанов и образуют в зонах морей шельфа россыпные месторождения.

Мощность осадочных пород на материках в некоторых местах достигает 20 км, а в среднем превосходит 1 км. Общее количество осадочных пород на земном шаре указано в табл. 6. Главную массу пород составляют глины и сланцы (около 55%), карбонатные породы (около 25%), пески и песчаники (около 20%).

Все магматические и осадочные горные породы подвергаются в той или иной степени метаморфизму. Разнообразные процессы в твердом веществе горных пород идут либо без выноса и привноса вещества извне (собственно метаморфизм), либо с выносом и привносом вещества (метасоматизм). Различают щелочной метасоматизм (натриевый или калиевый), магнезиальный, кальциевый, железистый, а также серный (березитизация гранитов), фосфатный, боратный и др. Глины превращаются в сланцы, известняки в мраморы, и т.п. На глубине под действием высокой температуры породы могут испытать переплавление (палингенезис, гранитизацию). Все превращения, связанные с метаморфизмом, направлены к химическому равновесию, перекристаллизации с уменьшением объема. Образуются минералы с большей плотностью и породы более или менее однообразного минерального состава, содержащие кварц, полевой шпат, слюды (системы с минимумом свободной энергии). В силу сложности и разнообразия процессов метаморфизма за основу классификации метаморфических пород берутся их минеральные ассоциации (минеральные фации), как показатели условий образования этих пород.

Региональная неравномерность распределения отдельных химических элементов заставляет выделять на Земле различные геохимические провинции. Изучение территорий распространения химических элементов в связи с геологией района составляет задачу региональной геохимии, конечной целью которой является составление геохимических карт территории на базе общих геологических данных.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГИДРОСФЕРЕ, АТМОСФЕРЕ И БИОСФЕРЕ

Водная оболочка Земли – *гидросфера* – возникла в результате излияния базальтов и выноса в этом процессе воды, CO_2 и других газов. Мировой океан со средиземными и приконтинентальными морями занимает около 71% поверхности Земли и имеет общий объем $1{,}37 \cdot 10^{18}$ м^3. Строение дна океанов – результат грандиозных магматогенных процессов. Донные осадки составляют около $1{,}2 \cdot 10^{21}$ кг. Легкорастворимые

Таблица 7. Главные ионы океанической воды (на 1 кг океанической воды при солености S, = 35,00 ‰ и хлорности Cl = 19,375%)

Компоненты	Концентрация		Компоненты	Концентрация	
	г/кг	г-экв/кг		г/кг	г-экв/кг
	Катионы			Анионы	
Na^+	10,7 638	0,46 806	Cl^-	19,3 534	0,54 582
Mg^{2+}	1,2 970	0,10 666	SO_4^{2-}	2,7 007	0,05 623
Ca^{2+}	0,4 080	0,02 035	HCO_3^-	0,1 427	0,00 234
K^+	0,3 875	0,00 991	CO_3^{2-}	(0,0 702)	(0,00 234)
Sr^{2+}	0,0 136*	0,00 031	Br^-	0,0 659	0,00 083
Сумма	–	0,60 529	F^-	0,0 013	0,00 007
			H_3BO_3	0,0 265	...
			Сумма	–	0,60529

* В настоящее время содержание Sr в океанической воде принимается равным $8 \cdot 10^{-4}$ %.

вещества обогащают водный раствор, труднорастворимые накапливаются в осадках дна. Соотношения растворенных солей сохраняются постоянными. Главные ионы океанической воды указаны в табл. 7. В толще воды устанавливаются сложные равновесия между органическим веществом, солями, газами и другими веществами океанического раствора и химическим составом донных отложений. Все воды материков (представляющие собой производные океанической воды) составляют 3% массы воды океана. В воде рек и пресных озер главными ионами являются (в порядке убывания содержания) Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+}, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl^-.

С поверхности океанов ежегодно испаряется около 500 тыс. км^3 воды, которая частично сбрасывается на материки, просачивается через слои осадочных пород и образует подземные воды. Захороненные воды бывших морских илов образуют межпластовые воды. Под влиянием обмена между межпластовыми водами и породами и в зависимости от температуры пластов формируется состав подземных вод. Известны подземные воды нефтеносных областей, богатые J и Br, иногда B; хлоркальциевые воды (например, в девонских слоях Восточно-Европейской платформы); бессульфатные, богатые Ra; сероводородные, обычно возникающие в результате восстановления SO_4^{2-} бактериями; богатые Li (в Иркутском амфитеатре) и др. Разнообразны и воды минеральных источников. В областях древнего вулканизма минеральные источники холодные, без CO_2. В областях недавнего вулканизма появляются горячие источники с разнообразным солевым составом. Разработана их классификация.

Древняя газовая оболочка Земли была маломощной и состояла из CO_2, H_2O, возможно CH_4 и других газов. Современная *атмосфера* возникла вторично, с появлением на Земле свободного кислорода в результате фотосинтетической деятельности растений. После этого продукты вулканической эксгаляции S, H_2S, NH_3, H_2, CH_4 и др. были окислены, выбыли из атмосферы, и осталась современная азотно-кислородная оболочка Земли.

Из пород Земли в атмосферу при действии вулканов выделяются легкие газы ^{4}He, ^{3}He, H, D ("гелиевое дыхание"), которые не удерживаются гравитационным полем Земли и диссипируют (рассеиваются) в космическое пространство. Источником CO_2 (а также следов HF, HCl и др.) являются тоже вулканы. На содержание в атмосфере CO_2 оказывает влияние океан, поглощающий CO_2 в холодных широтах и освобождающий CO_2 на экваторе. Поэтому на экваторе парциальное давление CO_2 в атмосфере

несколько выше. Изотоп аргона ^{40}Ar накапливается в атмосфере в результате ядерного превращения $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$ (K-захват). Другие инертные газы – Ne, Kr, Xe – первичного происхождения. Атмосфера играет огромную роль в качестве транспортера многих легколетучих соединений, галогенидов, органических веществ и т.п. Газы атмосферы участвуют в геохимическом выветривании горных пород, например O_2, CO_2. Азот фиксирутся синезелеными водорослями и некоторыми другими растениями. После их гибели в результате метаморфизма остатков образуется калийная селитра.

Подземные атмосферы, заполняющие пористые породы, имеют разнообразный состав и образуются различными путями. Атмосферные газы могут быть захвачены осадочными породами. В этом случае для них характерно содержание ^{40}Ar по отношению к N_2 около 1%. Азотные струи без ^{40}Ar – результат метаморфизма органического вещества (биогенные газы). Известны подземные атмосферы из CO_2, а также струи углекислого газа в районах вулканической деятельности, нефтяные газы CH_4, C_2H_6, C_3H_8 и другие углеводороды в нефтеносных областях, сероводород, радиогенные газы – He, Rh и др.

Биосфера – область на границе твердой, жидкой и газовой оболочек Земли, занятая живым веществом – совокупностью организмов. Биосфера возникла около $3{,}5 \times 10^9$ лет тому назад. Благодаря маломощной первичной атмосфере космическое излучение проникало на Землю. Под влиянием этого облучения из вулканических дымов и газов H_2O, CO, CO_2, HF, HCl, CH_4, S, H_2S, S_2, NH_3, H_3BO_3 и др. происходил абиогенный синтез многих сложных соединений углерода с симметричными молекулами, оптически неактивными. На этом фоне возник биогенный синтез асимметричных оптических активных молекул живого вещества. После возникновения в результате фотосинтеза азотно-кислородной атмосферы над ней образовался озоновый экран. Вследствие этого космические лучи практически перестали проникать к поверхности Земли и абиогенный синтез органических соединений прекратился. Организмы не только изменили состав атмосферы, но прямо или косвенно участвуют в многочисленных геохимических процессах.

ИСТОРИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Геохимия отдельных элементов, поведение их в разных природных процессах составляют специальную часть общей геохимии и часто представляют значительный экономический интерес. Закономерные парагенезисы (ассоциации элементов) встречаются в разных природных процессах, но затем может происходить и разделение элементов. Например, все галогениды в виде HF, HCl, HBr, HJ поступают на поверхность Земли с вулканическими эманациями. В дальнейшем соединения J^- под влиянием окислительно-восстановительных реакций (и солнечной радиации) легче других галогенидов окисляются, т.е. переходят в J_2, который транспортируется через атмосферу и на поверхности Земли совершает свой круговорот (рис. 3). HF вулканических газов немедленно фиксируется материковыми породами, особенно молекулой P_2O_5, образуя прочную молекулу, лежащую в основе фтор-апатита. Соли HCl и HBr переходят в водные растворы и мигрируют вместе. Разделительным процессом для них является главным образом процесс садки солей при испарении растворов в изолированных бассейнах. NaCl поступает в осадок, а соли Br остаются в рапе озер. Отношение Cl/Br в океане близко к 300, то же примерно в озерах, реках и т.д. Но в отложениях галита отношение Cl/Br около 10 000 и больше, а в рапе (или в Мертвом море) около 50. Таким образом, по этому отношению Cl/Br можно устанавливать происхождение минеральных растворов.

Другой пример: S, Se, Te выбрасываются вулканами. В гидротермальных рудных отложениях и сульфидах тяжелых металлов они находятся вместе, но на поверхности Земли разделяются: S легко окисляется в SO_4^{2-} и сбрасывается в море; при испарении морской воды образуются осадки сернокислого кальция – гипсы, ангидриты. Se трудно окисляется и в виде нерастворимых водных солей (Fe и др.) селенистой кислоты

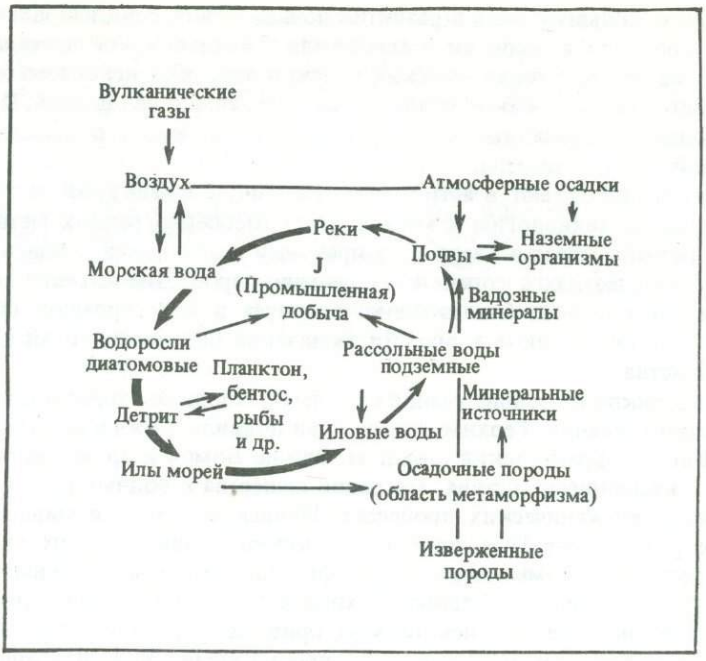


Рис. 3. Круговорот иода

образует скопления. Те рассеивается при окислении. Миграция Ca, Sr, Ba, Ra имеет много общих этапов. Однако Ba, встречаясь с SO_4^{2-}, дает нерастворимые соединения $BaSO_4$. Одновременно тут же накапливается и $RaSO_4$. Бикарбонаты Ca и Sr сбрасываются в виде водных растворов в океаны. При этом в силу большой растворимости солей Sr^{2+} он не уходит в карбонатные осадки, а накапливается в растворах. Еще более сложные разделительные процессы идут при образовании сульфидных гидротермальных отложений и во многих других случаях. Миграция отдельных элементов из одной термодинамической системы в другую является частью общего круговорота или цикла миграции вещества на Земле.

СВЯЗЬ ГЕОХИМИИ С ДРУГИМИ НАУКАМИ. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геохимия стоит на стыке геологической, физической и химической наук и через биогеохимию связывается с биологическими науками. Наиболее тесно геохимия связана с геологическими науками — минералогией и петрографией, особенно в вопросах генезиса минералов, горных пород и геологических процессов. Регионально-геохимические исследования проводятся в тесном сочетании с геотектоническими построениями. В геохимии применяются современные физические и химические методы исследования вещества и процессов в широком диапазоне температур и давлений — спектральные, масс-спектральные, резонансные, ядерные и др.; используются математические методы. Изучение поведения вещества при высоких температурах и давлениях связывает геохимию с геофизикой. Оценка абсолютного времени, которая лежит в основе исторической геологии, и ряд других проблем истории Земли решаются только точными методами геохимических и радиохимических исследований. В палеонтологии при решении вопросов образования твердых скелетных частей организмов и их эволюции важно знать геохимические условия, в которых жили организмы. Изучение ископаемого органического вещества раскрывает процессы образования каустобиолитов. Геохимические

4927

идеи играют очень большую роль в развитии почвоведения; они напрвлены на решение ряда важных вопросов агрохимии и агрономии. Геохимическое изучение почвенного покрова очень важно для геохимических поисков полезных ископаемых. В географии также развивается геохимическое направление – геохимия ландшафта. Изучение геохимических процессов, связанных с флорой и фауной, имеет большое значение для сельского хозяйства и медицины.

Идеи геохимии проникают в астрофизику, атомную физику, химию и физическую химию, химическую технологию и металлургию (особенно редких металлов). Геохимия успешно разрабатывает и внедряет в практику геохимические поиски месторождений полезных ископаемых и содействует решению проблемы комплексного использования минерального сырья. Она активно участвует в той огромной работе, которая проводится в Советском Союзе в области химизации народного хозяйства, и особенно сельского хозяйства.

Геохимия возникла на основе учения об атомах. Корни ее уходят в прошлое геолого-минералогического знания. Геохимические идеи появились уже в конце 18 в. Немецкий геолог К.Г. Бишоф, французский геолог Л. Эли де Бомон и др. накапливали геохимические факты, касавшиеся состава, миграции вещества в водных растворах, а также в магматических и вулканических процессах. Шведский химик и минералог Й.Я. Берцелиус в первой половине 19 в. изучал химический состав большого числа минералов и первым предложил химическую классификацию минералов. Химический анализ минералов и горных пород, исследования химического состава природных газов и вод, химическое изучение полезных ископаемых привели в середине 19 в. к возможности заложить основы геохимии. В 1838 г. швейцарский химик К.Ф. Шёнбейн впервые ввел термин "геохимия". Многочисленные сведения по геохимии были получены к концу 19 – началу 20 в. Первую обширную сводку данных по геохимии дал американский геохимик Ф.У. Кларк (1882 г.). Формулирование основных задач в геохимии принадлежит советским академикам В.И. Вернадскому, А.Е. Ферсману и норвежскому геохимику В.М. Гольдшмидту. Значительный вклад в геохимию был сделан работами Н.С. Курнакова и его школы, заложившими основы геохимии галогенеза, а также физико-химического анализа природных солевых систем. Идеи В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана нашли особенно благоприятную почву для развития после Великой Октябрьской социалистической революции. В СССР ученики В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана – А.П. Виноградов, Д.И. Щербаков, П.Н. Чирвинский, Н.В. Белов, А.Г. Бетехтин, Н.М. Страхов, В.С. Соболев, К.А. Ненадкевич, В.Г. Хлопин, А.А. Сауков, К.А. Власов, В.В. Щербина, В.И. Герасимовский, Н.И. Хитаров и многие другие разрабатывали и разрабатывают как общие, так и отдельные вопросы геохимии. Во второй половине 20 в. усилились исследования по радиоактивности горных пород и минералов, развивалась изотопная геохимия, широко развернулись работы по определению абсолютного возраста пород. Геохимические исследования в СССР ведутся не только в научно-исследовательских институтах, но и в очень многих производственных организациях. Геохимия преподается в университетах и других учебных заведениях. Был создан ряд геохимических институтов и отделов, в том числе биогеохимическая лаборатория, реорганизованная позже в Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. В 1956 г. начал издаваться журнал "Геохимия".

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. 4-е изд. М.: Горгеолнефтеиздат, 1934. 380 с.
2. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
3. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
4. *Виноградов А.П.* Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16" //Геохимия. 1971. № 3. С. 261–273.
5. *Сауков А.А.* Геохимия. 3-е изд. М.: Наука, 1966. 487 с.

6. *Ферсман А.Е.* Геохимия. Т. 1. Л.: Госхимтехиздат, 1934. 324 с.; Т. 2. М.: Химтеорет, 1934. 354 с.; Т. 3. М.: Химтеорет, 1937. 503 с.; Т. 4. М.: Госхимиздат, 1939. 355 с.
7. *Ферсман А.Е.* Пегматиты. 3-е изд. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
8. *Ahrens L.H.* The use of ionization potentials. Pt. 1. Ionic radii of the elements // Geochim. et cosmochim. acta. 1952. Vol. 2, N 3. P. 155–169.
9. *Clarke F.W.* The data of geochemistry 5th ed. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1924. 841 p.
10. *Goldschmidt V.M.* Geochemistry. Oxford: Clarendon press, 1954. 731 p.
11. Handbook of geochemistry / Ed. *K.H. Wedepohl.* Berlin: Springer, 1969. Vol. 1/2.
12. *Krauskopf K.B.* Introduction to geochemistry. N.Y.; L.: Intersci.-Wiley, 1967. 380 p.
13. *Mason B.* Principles of geochemistry. 3 ed. N.Y.; L.; Sydney: Intersci.-Wiley, 1970. 310 p.
14. *Rankama K.* Progress in isotope geology. N.Y.; L.: Intersci.-Wiley, 1963. 705 p.
15. *Slater J.C.* Atomic radii in crystals // J. Chem.Phys. 1964. Vol. 41, N 10. P. 3199–3204.
16. *Vinogradov A.P.* The elementary chemical composition of marine organisms. New Haven. Mem. Sears foundation for marine research. Yale Univ., 1953. N 2. 647 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ*

I

Распределение химических элементов в горных породах земной коры – одна из главных проблем геохимии. Точное знание в этой области ведет нас к выяснению способа образования земной коры, ее пород. Те или иные закономерности в распределении отдельных элементов в горных породах земной коры выяснились в результате работы поколений ученых – геологов, химиков и достигались ценой многолетней кропотливой работы. По мере накопления данных появились лаконические сводки по химическому составу разнообразных горных пород. В последние 20–30 лет ученые уделяли большое внимание этому вопросу, благодаря чему образовался новый значительный материал по распределению в горных породах не только обычных десяти химических элементов Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn, Ti, P (и O), но, что особенно важно, по распределению фактически всех других элементов, находящихся в горных породах в меньших количествах, более редких и рассеянных химических элементов.

Если пользование таблицами со средними данными для содержания в разных горных породах названных только что десяти химических элементов стало обычным, то, что касается более редких химических элементов, более или менее полных, систематизированных и критически рассмотренных сводок сделано не было.

Вместе с тем развивающиеся в настоящее время во многих лабораториях исследования в этом направлении стремятся как можно глубже подойти к выяснению закономерности и причин локализации отдельных химических элементов в разных областях земной коры, в различных горных породах разного геологического возраста.

Вот почему у нас возникла мысль рассмотреть имеющийся материал по распределению прежде всего редких и рассеянных химических элементов в горных породах земной коры. Нам казалось, что в настоящее время эти данные по полному среднему составу горных пород будут иметь все преимущества при решении вопросов, связанных с образованием и развитием земной коры, по сравнению с данными среднего состава земной коры в целом, в свое время полученными Ф. Кларком и позже несколько пересмотренными и дополненными. Когда Ф. Кларк и Г. Вашингтон начали свою известную работу по определению среднего химического состава земной коры, то они совершенно условно приняли при этом, что эти данные относятся к наиболее доступной для исследования части земной коры или литосферы мощностью в 16 км. Данные Ф. Кларка и Г. Вашингтона, по существу, не были связаны ни с геологическими картами, ни с мощностью тех или других пород; они совершенно ничего не давали в смысле распределения химических элементов в отдельных оболочках Земли или в отдельных типах пород, поэтому геологи обходились без них. Данные Ф. Кларка представляли исключительное значение для общих вопросов естествознания и сейчас еще сохранили силу.

Последовавшие вскоре за работой Ф. Кларка обобщения и сводки по среднему содержанию химических элементов в отдельных типах горных пород, принадлежавшие Р. Дэли, И. Фогт, Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, а затем Р. Ноколдс и другим, вычисленные на основе тысяч химических анализов, давали, однако, среднее содержание для ряда горных пород лишь первых десяти обычных химических элементов.

---

*Геохимия. 1956. № 1. С. 6–52.

Наиболее ранние представления о содержании и распределении редких элементов в разных горных породах и оболочках возникли в связи с начатыми в десятых годах нашего столетия исследованиями В.И. Вернадского. Эти представления получили широкое развитие и количественное выражение особенно после работ В. Гольдшмидта и его сотрудников. В настоящее время, как известно, исследования в этом направлении ведутся во многих лабораториях. Таким образом создался очень ценный материал. Для большого числа химических элементов, как мы ниже увидим, имеются достаточно хорошие данные, позволяющие надежно судить об их содержании в ряде главных типов горных пород. Мы имеем в виду, помимо обычных десяти–двенадцати элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ti, Ca, Na, K, Mn, P, O), еще Li, Be, B, F, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zn, Nb, Mo, Ta, In, J, Ba, TR, Hg, Tl, Pb, Th, U, Ra. Недостаточно данных для Se, платиноидов; лишь единичные определения известны для W, Sb, Bi, Te[1].

При обобщении этого материала, однако, возникли известные затруднения. Сложность сопоставления данных, с одной стороны, вызывалась нередко отсутствием достаточного описания метода определения, не позволявшего оценить точность полученных результатов. Особенно это относится к спектральным способам, чувствительность которых и точность у разных авторов даже для одного и того же элемента сильно варьировали. С другой стороны, затруднение возникало вследствие отсутствия точного описания горной породы, указаний о представительности взятых проб и т.п.

Горные породы, к которым относятся данные по содержанию особенно редких элементов, представляли известное разнообразие. Необходимо было свести это многообразие к ограниченному числу главных типов пород.

Наибольшее число данных относится к кислым породам, в первую очередь к разным гранитам, значительно меньше к гранодиоритам и т.д. Значительное место занимают данные, относящиеся к базальтам, габбро, затем диоритам, андезитам и меньше к другим основным и средним породам. Меньше данных для пород ультраосновного типа.

Как известно, в основу ряда классификационных систем магматогенных пород положен химический принцип.

Ближайшей задачей является выбор для значительного числа пород наиболее удачной системы группирования разных видов горных пород, к которым относилось наибольшее число достоверных данных по содержанию многочисленных химических элементов.

Естественно, что в основу этой систематизации по группам или типам горных пород должны были войти наиболее распространенные в земной коре горные породы, значительно преобладающие над другими. Для того чтобы эти данные были достаточно надежны, число групп или типов, в которые могли бы быть объединены горные породы, должно быть возможно наименьшим. Это объединение пород по типам, к которым относились многочисленные данные по содержанию многих химических элементов, не должно было противоречить современным генетическим представлениям петрологов. В связи с объединением пород возник ряд вопросов о целесообразности объединения тех или иных горных пород вместе. Поэтому, в частности, мы временно отказались от рассмотрения полного состава, например нефелиновых сиенитов, хотя они представляют по содержанию ряда химических элементов своеобразие состава, например по высокому содержанию Nb, Sr, Ga и др. В результате, учитывая соотношение, которое имеется в данной породе между салическими элементами, а именно $SiO_2 + Na_2O + K_2O$, и фемическими элементами $FeO + Fe_2O_3 + CaO + MgO$, с одной стороны, а с другой – весь характер данных для наибольшего числа химических элементов, определенных в породе, мы остановились для наших целей на следующем объединении горных пород.

1. Ультраосновные породы, представленные главным образом данными для дунитов, меньше – для перидотитов и пироксенитов.

[1] Случайный характер носят определения для радиоактивных элементов (кроме U и Th), инертных газов в горных породах.

Таблица 1. Данные для магматогенных пород, послужившие основанием для получения средневзвешенных данных (в %)

Окислы	Ультраосновные породы		Основные породы		
SiO_2	43,8	43,6	48,4	49,0	50,0
TiO_2	1,7	0,72	1,8	1,29	1,29
Al_2O_3	6,1	4,72	15,5	16,2	16,48
Fe_2O_3	4,5	4,62	2,8	5,0	4,22
FeO	8,7	8,01	8,1	6,3	6,80
MnO	0,18	0,14	0,17	0,28	0,23
MgO	22,5	24,8	8,6	6,62	6,30
CaO	10,0	12,2	10,7	9,10	9,75
Na_2O	0,8	0,73	2,3	3,02	2,78
K_2O	0,7	0,38	0,7	1,41	1,24
H_2O	0,6	–	0,7	1,58	1,17
P_2O_5	0,3	0,21	0,27	0,44	0,36
Число случаев*	183	99	637	239	536
Автор	[118]	[4]	[118]	[17]	[4]

*Число случаев учитывалось для каждого отдельного элемента.

Окислы	Средние породы			Кислые породы		
SiO_2	54,6	58,5	57,0	68,9	70,18	71,00
TiO_2	1,5	0,76	0,79	0,5	0,39	0,34
Al_2O_3	16,4	16,80	17,50	14,50	14,47	14,30
Fe_3O_3	3,3	3,08	3,72	1,70	1,57	1,54
FeO	5,2	3,67	3,31	2,20	1,78	1,85
MnO	0,15	0,14	0,17	0,07	0,12	0,05
MgO	3,8	3,22	3,64	1,10	0,88	0,74
CaO	6,5	6,01	6,70	2,60	1,99	1,82
Na_2O	4,2	3,56	3,62	3,90	3,48	3,62
K_2O	3,2	2,06	2,01	3,80	4,11	4,02
H_2O	0,7	1,26	0,83	0,60	0,84	0,75
P_2O_5	0,42	0,26	0,25	0,16	0,19	0,145
Число случаев*	635	212	165	794	546	530
Автор	[118]	[17]	[4]	[118]	[17]	[118]

2. Основные породы, представленные главным образом многочисленными данными для различных базальтов и габбро, реже – для диабазов, норитов и др.

3. Средние породы, главная масса которых относилась к диоритам и андезитам, значительно меньше – к сиенитам. Эти породы не имеют широкого распространения, но они достаточно полно характеризуются по содержанию многих химических элементов. Поэтому мы сохранили этот тип пород в наших данных.

4. Кислые породы – данные главным образом относятся к разнообразным гранитам, затем значительно меньше к их вулканическим эквивалентам – липаритам и риолитам. Сюда же мы отнесли данные для гранодиоритов, которых по сравнению с данными для гранитов очень мало.

Помимо того, мы рассмотрели данные, относящиеся к составу силикатной фазы каменных метеоритов, так называемых хондритов. Как известно, число падений хондритов составляет 90% от всех каменных метеоритов. Наконец, мы приводим данные для

Таблица 2. Данные для глин и сланцев, послужившие для получения средневзвешенных данных (в %)

Окислы	Сланцы	Ледниковые наносы Норвегии	Глины всех возрастов Русской платформы	Глины всех возрастов Русской платформы по литературным данным
SiO_2	58,11	59,2	50,65	53,62 (3648)
TiO_2	0,65	0,79	0,77	1,20 (1203)
Al_2O_3	15,40	15,8	15,10	20,0 (3187)
Fe_2O_3	6,70	7,34	6,47	4,58 (3610)
MnO	–	0,11	0,10	0,10 (131)
MgO	2,44	3,30	3,32	2,10 (2895)
CaO	3,10	3,07	7,19	3,5 (3449)
Na_2O	1,30	2,05	0,81	0,67 (502)
K_2O	3,24	3,93	3,50	2,10 (463)
P_2O_5	0,17	0,22	–	0,46 (125)
CO_2	2,63	–	6,10	4,48 (133)
Число случаев	78	79	252 (из 6804 образцов)	(3648)
Автор	[43]	[82]	[7]	[7]

Примечание. В скобках – число случаев.

состава глин[2] и сланцев, которые составляют более 85% всех осадочных пород Земли. Как увидим далее, сравнивая полные составы хондритов, глин+сланцев с магматогенными породами, можно было сделать ряд выводов. В основу средних данных в названных нами типах пород для 10 обычных химических элементов, а именно: Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na, K, P, Mn (и O по разности), были положены путем обобщения известные данные Р. Дели, недавно опубликованные данные Р. Николдс и наши данные, полученные в результате подсчетов анализов пород, приведенных в двух сводках, в свое время составленных под руководством Ф.Ю. Левинсон-Лессинга для русских пород[3].

В основу данных по глинам и сланцам для обычных элементов были приняты обобщенные данные Ф. Кларка, В. Гольдшмидта и наши (глины Русской платформы, среднее из 252 анализов смесей из 6804 образцов). Наконец, за основу данных для тех же обычных химических элементов в силикатной фазе хондритов были взяты более новые данные, приведенные Г. Брауном.

Полученные данные по содержанию этих обычных 10 химических элементов в главных типах пород являются средневзвешенными (табл. 1, 2).

Правильная оценка средних вероятных значений для содержания того или иного химического элемента в породах была бы невозможной, если бы мы пользовались лишь статистическим методом и не использовали бы многосторонние геохимические данные о поведении химических элементов в различных кристаллических решетках, минералах, слагающих породу. Как хорошо известно, распределение химических элементов в породах в основном регулируется законами изоморфизма, если данный химический элемент входит по преимуществу в решетку алюмосиликатов и силикатов и не образует самостоятельной фазы, например сульфидов. Поэтому для нас исключительное значение представляли: 1) данные по связанному поведению пар, близких по свойствам в определенных условиях химических элементов, как, например, Rb/K, Rb/Cs, Li/Mg, Na/Ca, Fe/Mg, Al/Ga, Mg/Ni, Ni/Co, K/Ba, Sr/Ca, Zr/Hf, Zr/Cd, U/Th, Rb/Tl, Cl/Br и другие пары, 2) данные по систематическому изучению распределения многих, в том числе более редких, химических элементов в сериях плутонических и вулканических пород на боль-

[2] Без красных морских глин.

[3] Первый сборник анализов русских изверженных и метаморфических горных пород / Сост. З.Н. Немовой. 1930; Второй сборник... / Сост. Э.А. Струве. 1940.

ших территориях, как, например, для интрузивов Гренландии, пород Финляндии, Лапландии, Шотландии, Онтарио (Северная Америка), Южной Африки, Гавай, у нас для пород Киргизии и др. Ниже в таблицах для каждого химического элемента приводится среднее значение по средним данным того или другого автора. Рядом, в круглых скобках, дается число анализов, послужившее для расчета среднего значения (среднее арифметическое). Если автор дает одно определение или несколько для смесей, составленных из пород одного типа, в свою очередь составленных из многочисленных образцов, то число смесей указывается в квадратных скобках или квадратные скобки в круглых скобках. Для единичных анализов число определений (1) не указывается.

В таблицах приводятся только экспериментальные данные и лишь для 10 обычных химических элементов используются средние данные, о чем мы уже сказали. Наконец, следует упомянуть, что в таблицах приводится ряд неопубликованных прежде данных, обозначенных звездочкой. Приведенные данные позволили для каждого химического элемента и для принятых типов пород вывести вероятное среднее содержание. Здесь необходимо сказать еще несколько слов о способе выведения этого среднего значения.

Те данные, которые заметно или резко отличались от большинства, подвергались наиболее тщательному изучению. При этом обращалось основное внимание на достоверность метода, которым они были получены. Если метод не является строго количественным, данные не принимались во внимание при расчетах; они показаны в круглых скобках. Это особенно относилось к единичным попутным, несистематическим определениям. Ряд очень ранних определений наиболее редких элементов, известных в литературе, совсем не рассматривался. Данные для ряда химических элементов могли быть обработаны вариационно-статистическим методом, и были получены вероятные отклонения от полученного среднего; для многих можно было применить способ вычисления среднего геометрического значения. Но, вследствие того что средние данные во многих случаях были получены авторами либо путем получения среднего (арифметического) из многих определений одной и той же породы (из разных мест или из одного места), либо путем единичного анализа смеси из многих образцов данной породы, оказалось, что для сравнения всех данных между собой единственным способом являлось получение среднего (арифметического) из средних данных, приводимых автором (или подсчитанных нами по оригинальным данным) для упомянутого химического элемента в данном типе породы.

II

Данные, приведенные в табл. 3, сопровождаются нами совершенно краткими замечаниями. Наконец, в таблицах приведены результирующие данные для среднего состава главных типов пород. В круглых скобках данные, требующие проверки.

Результирующие данные сведены в табл. 4. Даны средневзвешенные данные для Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P (и O) для всех пород и средние арифметические данные для всех других химических элементов. Приводятся значения для смеси — 2 части гранитов (кислые породы) + 1 часть базальтов (основные породы).

III

Разброс даных в пределах одного типа пород связан в известной степени с тем, что плутонические и вулканические породы систематически несколько различаются в содержании отдельных элементов. Плутонические породы, как известно, отличаются от аналогов вулканического ряда по более высокому содержанию фемических элементов Fe, Ca, Mg и несколько меньшему содержанию Si, K, Na, по более низкому содержанию Fe_2O_3 по сравнению с вулканическим и обратно. Параллельно этому ведут себя и более редкие элементы, с ними связанные (например, Li, Rb, Cs и т.п.). В вулканических аналогах отмечали несколько более высокие содержания галогенидов, бора и т.п. Однако эти различия мало отражаются на наших подсчетах и не могут объяснить наблюдающихся довольно значительных колебаний в содержании, напри-

Таблица 3. Содержание отдельных химических элементов в главных типах пород по разным авторам (в мас.%)

Li, Rb, Cs

Для Li данные разных авторов хорошо сходятся. Исключение составляют данные В.М.Гольдшмидта для средней пробы 14 германских гранитов, как очень высокие. Не исключено содержание в этой смеси образцов пегматитовых гранитов. Отношение Li/Mg для разных пород закономерно изменяется. Достаточно данных для Rb, но недостаточно данных по Rb для ультраосновных пород (дунита), а также и для силикатной фазы метеоритов. K/Rb для большинства пород $\sim$100; для осадочных пород (глин, сланцев)$\sim$50. Для ультраосновных пород K/Rb очень велико, но недостаточно установлено из-за плохих определений K. Для хондритов K/Rb по Аренсу $\sim$100, а по Эдвардсу и Юри $\sim$150.

Данные для Cs, быть может, надежны только для гранитов и осадочных пород; для других типов пород данные отсутствуют.

Силикатная фаза хондритов	Ультраосновные породы	Основные породы	Средние породы (диориты+ андезиты)	Кислые породы	Осадочные породы (глины сланцы)	Автор, год
1	2	3	4	5	6	7
			Литий			
$2{,}0\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$ (3)	$1{,}0\cdot10^{-3}$ [21]	$2\cdot10^{-3}$ [20]	$(1{,}8\cdot10^{-2})$ [14]	$5\cdot10^{-3}$ [36]	Goldschmidt (1933-1954)
-	2.10^{-4}	$9\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-2?}$	$4{,}6\cdot10^{-3}$	Strock (1936)
-	$1{,}5\cdot10^{-4}$ (7)	$1{,}5\cdot10^{-3}$ (6)	-	$5\cdot10^{-3}$ (12)	$2{,}7\cdot10^{-3}$ (6)	Sahama (1945)
-	-	$7\cdot10^{-4}$ (11)	-	-	-	Fairbain (1953)
-	-	$3{,}5\cdot10^{-3}$	-	$(3\cdot10^{-2})$	-	Butler (1954)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	$3 \cdot 10^{-4}$ (7)	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$ (4)	– –	$6 \cdot 10^{-3}$ (18)	$8 \cdot 10^{-3}$ (10)	Толмачев (1934–1936)
–	–	$(7{,}5 \cdot 10^{-3})$ (25)	–	$7 \cdot 10^{-3}$ (31)	–	Lundegardh (1946)
$2{,}7 \cdot 10^{-4}$ (19)	$3 \cdot 10^{-5}$ (13)	–	–	–	–	Pinson (1953)
–	$2 \cdot 10^{-4}$ [1]	$2 \cdot 10^{-4}$ [1]	$3 \cdot 10^{-4}$ [1]	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Wager (1951)
–	$1{,}0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$3{,}0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$ [1]	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	$4 \cdot 10^{-3}$ (10)	Nockolds (1948)
–	–	–	–	–	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$ (13)	Shaw (1954)
–	–	–	–	–	$1 \cdot 10^{-2}$ (63)	Shaw (1954)
–	$3 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	Higazy (1954)
$(5 \cdot 10^{-4})$	–	–	–	–	–	Noddack (1930)
–	–	–	–	$9 \cdot 10^{-3}$ (4)	–	King (1949)
–	$3 \cdot 10^{-4}$ (60)	–	–	–	–	Higazy (1952)
–	–	$1 \cdot 10^{-4}$ (5)	$2 \cdot 10^{-3}$ (5)	–	–	Wager (1953)
–	–	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	–	–	Nockolds (1953)
		$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (20)	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (10)	–	–	Nockolds (1954)

Среднее						
$2,3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	
			Рубидий			
$4,5 \cdot 10^{-5}$	–	$1,8 \cdot 10^{-3}$ [11]	–	$8,3 \cdot 10^{-2}$ [14]	$3,6 \cdot 10^{-2}$ [60]	Goldschmidt (1933-1934)
–	–	$1 \cdot 10^{-3}$	–	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	Толмачев (1934)
–	–	–	–	$1,2 \cdot 10^{-2}$ (13)	–	Erämetsä (1941)
$8 \cdot 10^{-4}$ (21)	$2 \cdot 10^{-4}$ (10)	$1,2 \cdot 10^{-2}$ (60)	–	$5 \cdot 10^{-2}$ (29)	–	Ahrens (1952-1954)
–	–	$1,3 \cdot 10^{-3}$	–	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	Sahama (1948)
–	–	–	–	$1,6 \cdot 10^{-2}$ (6)	–	Wager (1943-1951)
$9 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Pinson (1953)
–	–	–	–	$(3 \cdot 10^{-2})$	$(5,5 \cdot 10^{-2})$	Butler (1955)
–	–	$(1,1 \cdot 10^{-2})^{x}$ (40)	–	–	–	Fairbain (1953)
–	$(1 \cdot 10^{-4})$	–	–	–	–	Higazy (1954)
$4,5 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1934)
–	–	$3,5 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	$3 \cdot 10^{-2}$ [1]	–	Nockolds (1948)
$5,2 \cdot 10^{-4}$ (5)	–	–	–	–	–	Edwards (1955)
–	–	$2,8 \cdot 10^{-3}$	–	$2,3 \cdot 10^{-2}$	–	Smales[x] (1955)
–	–	$2,8 \cdot 10^{-3}$	–	$2,2 \cdot 10^{-2}$	–	Herzog (1955)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	$7 \cdot 10^{-3}$ (8)	$1 \cdot 10^{-2}$ (30)	–	–	Nockolds (1953)
–	–	$9 \cdot 10^{-3}$ (18)	$7{,}5 \cdot 10^{-3}$ (10)	–	–	Nockolds (1954)
			$4 \cdot 10^{-3}$ (4)	–	–	Wager (1953)
Среднее $5{,}5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	
			Цезий			
–	–	–	–	$4 \cdot 10^{-3}$ [14]	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$ (3 [60])	Goldschmidt (1934)
–	–	–	–	$1 \cdot 10^{-3}$ (18)	$1 \cdot 10^{-3}$ (10)	Толмачев (1934-1936)
–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$	–	Erämetsä (1943)
–	–	–	–	$(5 \cdot 10^{-3})$	–	Butler (1953)
–	–	–	–	$6{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	Ahrens (1954)
$1 \cdot 10^{-6}$	–	–	–	[1]	–	
Среднее $(1 \cdot 10^{-6})$	–	–	–	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	

Be

Имеющиеся данные для разных пород варьируют в пределах одного порядка. По-видимому, в ультраосновных породах и силикатной фазе каменных метеоритов Be значительно ниже (10^{-5}), но надежных данных нет.

-	-	-	-	-	$1{,}3\cdot10^{-3}$	Landergren (1948)
-	-	-	-	-	$(3{,}6\cdot10^{-3}$ (max)	Szelenyi (1937)
-	$\sim10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$ (11)	-	$1\cdot10^{-3}$ (14)	$6\cdot10^{-4}$ (36)	Goldschmidt (1932)
-	-	-	-	$7{,}7\cdot10^{-4}$ (9)	-	Sandell (1943)
-	-	-	-	$4\cdot10^{-4}$ [3]	$1\cdot10^{-4}$ [3]	Sahama (1945)
-	$2{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$ (4)	-	$3{,}2\cdot10^{-4}$ (8)	-	Sandell (1952)
-	-	-	-	$(1{,}5\cdot10^{-3})$ (2)		Butler (1953-1954)
$(1{,}0\cdot10^{-3})$	-	-	-	-	-	Noddack (1930)
$(1\cdot10^{-4})$	-	-	-	-	-	Goldschmidt (1932)
	-	-	-	$3\cdot10^{-4}$ (10 [115])	-	Рыжикова[x] (1955)
	-	-	-	$5\cdot10^{-4}$	-	Беус[x] (1955)
Среднее (?)	$(2\cdot10^{-5})$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	-	$5{,}5\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	5
			B			

Как хорошо известно, осадочные породы, особенно морские, богаче B, чем магматические породы. Древние осадочные породы наиболее богаты B. Среди массивных пород в гранитах находили наибольшие количества B. Но в настоящее время Сахама, Ноколдс, Лундегерд и др. обратили внимание на высокое содержание B в основных и, особенно, в ультраосновных породах, в частности в серпентинизированных, а также в пограничных зонах на контактах этих пород с осадочными древними породами. В то же время в каменных метеоритах B очень мало. Поэтому вновь возникает вопрос об источниках B в ультраосновных метаморфизированных породах.

			Б о р			
$2 \cdot 10^{-4}$ (2)	-	$3 \cdot 10^{-4}$ [11]	$3 \cdot 10^{-4}$ (2)	$3 \cdot 10^{-4}$ (14)	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$ [36]	Goldschmidt
-	$3 \cdot 10^{-3}$ (7)	$9 \cdot 10^{-4}$ (6)	-	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (17)	$9 \cdot 10^{-3}$ max	Sahama (1945)
-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$ (17)	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	Landergren (1945)
-	$5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$ (4)	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (20)	$6 \cdot 10^{-4}$ (4)	-	Nockolds (1948-1954)
-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$ (40)	-	Wasserstein (1951)
-	-	$3 \cdot 10^{-3}$ (21)	-	$3 \cdot 10^{-3}$	-	Lundegärdh (1946)
$2{,}9 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1934)
Среднее $2{,}5 \cdot 10^{-4}$	$(4 \cdot 10^{-3})$	$1 \cdot 10^{-3}$	(?)	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	

В гранитах обычно относительно больше Ba, чем Sr,а в средних породах (андезитах, диоритах) превалирует Sr (важно Ca/Sr). В ультраосновных породах возможно содержание Sr и Ba ниже выведенных средних. Особенно низко содержание Sr и Ba в дунитах ($1\cdot10^{-4}$Sr и $6\cdot10^{-4}$Ba). Такое же содержание Sr и Ba в оливиновых каменных метеоритах ($1\cdot10^{-4}$Sr и $6\cdot10^{-4}$Ba). Таким образом, в силикатной фазе метеоритов и дуните содержание Sr и Ba одинаково. Как видно из таблицы, содержание Sr и Ba в одинаковых породах из разных мест варьирует. Известны области с повышенным или пониженным содержанием Sr и Ba в местных породах. Например, в породах восточной части Скалистых гор (от Колорадо до Монтаны) высокое содержание Sr (и Ba); то же у нас для пород Кольского полуострова, для Каледонских интрузий Шотландии, в породах Скаэргаарда в Гренландии и т.д. С другой стороны, известны области с пониженным содержанием Sr или Ba, или обоих вместе, например породы Восточной Австралии и др.

Эта неравномерность содержания в породах Sr и Ba, как и для многих других элементов, не является первичной для земной коры и возникла, вероятно, вторично в результате многократных переплавлений или переотложений.

С т р о н ц и й

–	–	$1,7\cdot10^{-2}$ (34)	$2,6\cdot10^{-2}$ (41)	$1,7\cdot10^{-2}$ (43)	$1,7\cdot10^{-2}$	Noll (1934)
$(2,3\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$1,4\cdot10^{-2}$	$1,7\cdot10^{-2}$	$1,2\cdot10^{-2}$	$(2\cdot10^{-3})$	Hevesy (1934)
–	$9\cdot10^{-4}$ (4)	$8\cdot10^{-3}$ (6)	–	$1,7\cdot10^{-2}$ (12)	–	Sahama (1945)
–	–	$1,5\cdot10^{-2}$ (20)	–	$2\cdot10^{-2}$ (17)	–	Lundeqärdh (1946)
–	–	$(6\cdot10^{-3})$	–	$(8\cdot10^{-3})$ (2)	–	Butler (1953)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	$8 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	Butler (1954)
–	–	–	–	$3{,}3 \cdot 10^{-2}$ (25)	–	Shimer (1943)
–	–	$3 \cdot 10^{-2}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
$1{,}1 \cdot 10^{-3}$ (21)	$2 \cdot 10^{-4}$ (8)	$3 \cdot 10^{-2}$	–	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$	–	Pinson (1953
–	–	$3 \cdot 10^{-2}$ (39)	$6 \cdot 10^{-2}$ (66)	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$ (42)	–	Tongeren (1938)
–	–	–	–	–	$8 \cdot 10^{-3}$ (49)	Leutwein (1951)
–	–	–	–	–	$7 \cdot 10^{-2}$ [57]	Shaw (1954)
–	–	–	–	–	$4{,}7 \cdot 10^{-2}$ [52]	Clarke (1924)
–	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1 \cdot 10^{-1}$ [1]	$1{,}3 \cdot 10^{-1}$ [1]	$1{,}3 \cdot 10^{-1}$ [1]	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$ [10]	Nockolds (1948)
–	$(1 \cdot 10^{-2})$ [1]	$6 \cdot 10^{-2}$ [1]	$4 \cdot 10^{-2}$ [1]	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$ [1]	–	Wager (1943-1951)
–	$8 \cdot 10^{-3}$ (12)	$8 \cdot 10^{-3}$ (222)	$3{,}2 \cdot 10^{-2}$ (141)	$8 \cdot 10^{-3}$ (116)	–	Holmes (1932)
–	–	–	–	–	$3 \cdot 10^{-2}$ (29)	Joung (1954)
–	–	–	–	$3{,}8 \cdot 10^{-2}$ (9 [95])	–	Рыжикова[x] (1955)

-	-	$4{,}5\cdot10^{-2}$ (4)	-	-	-	Hotz (1953)
-	-	-	-	$2{,}6\cdot10^{-2}$ (3)	-	Junner a.James (1947)
-	-	-	-	$6\cdot10^{-3}$ (4)	-	King a.Swardt (1949)
-	-	$4\cdot10^{-2}$ (3)	$6\cdot10^{-2}$ (2)	-	-	Coats (1951)
-	-	$3{,}5\cdot10^{-2}$ (16)	$5{,}4\cdot10^{-2}$ (30)	-	-	Nockolds (1953)
-	-	$1{,}3\cdot10^{-1}$ (19)	$1{,}5\cdot10^{-1}$ (10)	-	-	Nockolds (1954)
-	-	$6\cdot10^{-2}$ (5)	$2{,}4\cdot10^{-1}$ (5)	-	-	Wager (1953)
Среднее $2\cdot10^{-3}$	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$4{,}4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-2}$	
			Барий			
-		$4\cdot10^{-2}$ (46)	$8\cdot10^{-2}$ (49)	$7\cdot10^{-2}$ (88)	$6{,}3\cdot10^{-2}$	Noll (1934)
$3\cdot10^{-4}$ (8)	$3\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$2{,}3\cdot10^{-2}$	$4{,}2\cdot10^{-2}$ (54)	$4{,}6\cdot10^{-2}$	Engelhardt (1936)
-	$1\cdot10^{-3}$ [1]	$1{,}8\cdot10^{-3}$ [1]	$6\cdot10^{-2}$ [1]	0,11 [1]	-	Wager (1951)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	$1{,}8\cdot10^{-3}$ (6)	$4{,}5\cdot10^{-3}$ (6)	$6{,}5\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-2}$ (12)	$6{,}9\cdot10^{-2}$	Sahama (1945)
–	$4\cdot10^{-3}$ [1]	$1{,}5\cdot10^{-2}$ [1]	$7\cdot10^{-2}$ [1]	$1{,}3\cdot10^{-1}$ [1]	–	Nockolds (1944-1948)
–	–	$3{,}4\cdot10^{-2}$ (39)	$8\cdot10^{-2}$ (66)	$1\cdot10^{-1}$ (42)	–	Tongeren (1938)
$8\cdot10^{-4}$ (21)	$7\cdot10^{-4}$ (9)	–	–	–	–	Pinson (1953)
–	–	$2{,}8\cdot10^{-2}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
–	–	–	–	$1\cdot10^{-1}$ (25)	–	Shimer (1943)
–	–	$2{,}5\cdot10^{-2}$	–	$(1\cdot10^{-2})$	–	Butler (1953)
–	–	$4{,}5\cdot10^{-2}$ (222)	$8\cdot10^{-2}$ (141)	$3{,}6\cdot10^{-2}$ (116)		Holmes (1932)
$7\cdot10^{-4}$ (2)	–	–	–	–	–	Goldschmidt (1954)
–	–	–	–	$1{,}1\cdot10^{-1}$ (11)	–	Junner (1947)
–	–	–	–	$1{,}2\cdot10^{-1}$ (4)	–	King (1949)
–	–	–	–	–	$1{,}7\cdot10^{-1}$ (29)	Young (1954)
–	–	–	–	–	$6\cdot10^{-2}$ (47)	Leutwein (1951)

-	-	-	-	$3,5 \cdot 10^{-2}$ (10 [115])	-	Рыжикова[x] (1955)
-	-	$1,6 \cdot 10^{-2}$ (4)	-	-	-	Hotz (1953)
-	-	$2 \cdot 10^{-2}$ (3)	$3 \cdot 10^{-2}$ (2)	-	-	Coats (1951)
-	-	$2,6 \cdot 10^{-2}$ (14)	$6,8 \cdot 10^{-2}$ (30)	-	-	Nockolds(1953)
-	-	$9,7 \cdot 10^{-2}$ (19)	$8,5 \cdot 10^{-2}$ (10)	-	-	Nockolds(1954)
-	-	$1,2 \cdot 10^{-2}$ (5)	$8 \cdot 10^{-2}$ (5)	-	-	Wager (1953)
Среднее $6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	

Sc, Y, TR

Содержание Sc в породах не коррелируется с содержанием Y или TR; максимально в основных и ультраосновных, в пироксенитах и т.п. В дунитах так же мало, как и в силикатной фазе хондритов. Содержание Y в общем параллельно содержанию в породах TR. Может быть, в гранитах $Y \sim 3 \cdot 10^{-3}$ в среднем, $\sim$20% от суммы всех редких земель.

Из редких земель для La известно наибольшее число определений (затем Nd и Ce). Для всех других - ограниченное число определений. Наиболее надежные определения для кислых и осадочных пород. Совершенно отсутствуют данные для ультраосновных пород, а для метеоритов известен один анализ И. и В. Ноддак. Нет определений Pm.

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Скандий			
$4 \cdot 10^{-4}$ (18)	$4 \cdot 10^{-4}$ (8)	$2 \cdot 10^{-3}$	$4{,}6 \cdot 10^{-4}$	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$ (4)	Goldschmidt (1931-1937)
–	$6{,}5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	–	$(7 \cdot 10^{-5})$	$6{,}5 \cdot 10^{-4}$ (6)	Sahama (1945-1949)
$6 \cdot 10^{-4}$ (21)	$9 \cdot 10^{-4}$ (13)	–	–	–	–	Pinson (1953)
–	$1 \cdot 10^{-3}$ [1]	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Wager (1943-1951)
–	$(6 \cdot 10^{-3})$	–	–	–	–	Kvalheim (1939)
–	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	$2{,}0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1{,}0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Nockolds (1948)
–	–	$3{,}7 \cdot 10^{-3}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
$5{,}8 \cdot 10^{-4}$	–	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	–	–	Noddack (1935)
–	–	–	–	–	$1{,}35 \cdot 10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)
–	–	–	–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (29)	Young (1954)
–	–	$3{,}7 \cdot 10^{-3}$ (57)	–	$1 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Ahrens (1953-1954)
–	–	$5 \cdot 10^{-4}$ (38)	$2{,}6 \cdot 10^{-3}$ (66)	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$ (49)	–	Tongeren (1938)
–	–	$1 \cdot 10^{-3}$ (3)	–	–	–	Wager (1953)

		$3 \cdot 10^{-3}$ (11)	$2 \cdot 10^{-3}$ (12)	–	–	Nockolds (1953)
Среднее $5{,}3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	
			И т т р и й			
$8 \cdot 10^{-4}$ (11)	$8 \cdot 10^{-4}$ (3)	–	–	–	$8 \cdot 10^{-4}$ (2)	Goldschmidt (1931–1932)
–	$8 \cdot 10^{-5}$	$7{,}9 \cdot 10^{-4}$ [2]	–	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ [2]	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$ [2]	Sahama (1941–1945)
–	–	–	–	–	$5{,}4 \cdot 10^{-3}$	Leutwein (1951)
–	–	–	–	–	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)
–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$	–	$5 \cdot 10^{-3}$	Nockolds (1948)
–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	–	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	–	Butler (1953–1954)
–	–	–	–	–	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$ [3]	Minami (1935)
$6{,}1 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
–	–	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$ (4)	–	–	–	Hotz (1953)
–	–	$8 \cdot 10^{-4}$ (37)	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$ (66)	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$ (48)	–	Tongeren (1938)
–	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (5)	$1 \cdot 10^{-2}$ (5)	–	–	Wager (1953)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	$2,2 \cdot 10^{-3}$ (12)	$2,5 \cdot 10^{-3}$ (30)	–	–	Nockolds (1953)
		$2,3 \cdot 10^{-3}$ (20)	$4 \cdot 10^{-3}$ (10)	–	–	Nockolds (1954)
Среднее $7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	
			Л а н т а н			
–	–	$2 \cdot 10^{-4}$ (6)	–	$3,0 \cdot 10^{-3}$ (10)	$1,5 \cdot 10^{-3}$ (8)	Sahama (1941-1945)
–	–	$2,6 \cdot 10^{-3}$	–	$4,3 \cdot 10^{-3}$	–	Goldschmidt (1937)
–	–	–	–	–	$9 \cdot 10^{-3}$ (29)	Young (1954)
–	–	$7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	–	Nockolds (1948)
–	–	$7 \cdot 10^{-4}$ (20)	$1,7 \cdot 10^{-3}$ (48)	$3 \cdot 10^{-3}$ (43)	–	Tongeren (1954)
–	–	–	$6,3 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	–	Ahrens (1954)
–	–	–	–	–	$1,9 \cdot 10^{-3}$ [3]	Minami (1935)
$2 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
–	–	$2,7 \cdot 10^{-3}$ (31)	–	–	–	Fairbain (1953)

Среднее $(2\cdot10^{-4})$	-	$2,7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4,6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	
			Церий			
-	-	$4,3\cdot10^{-4}$ (6)	-	$5\cdot10^{-3}$ (10)	$1,7\cdot10^{-3}$ (8)	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$4,6\cdot10^{-3}$ [3]	Minami (1935)
$2,3\cdot10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
-	-	$3,5\cdot10^{-3}$ (4)	$3\cdot10^{-3}$ (17)	$6,5\cdot10^{-3}$ (29)	-	Tongeren (1938)
Среднее $2,3\cdot10^{-4}$	-	$(\sim10^{-3})$	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	
			Празеодим			
-	-	$1,3\cdot10^{-4}$ [2]	-	$1\cdot10^{-3}$ [2]	$4,0\cdot10^{-4}$ [2]	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$5,5\cdot10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$1\cdot10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
Среднее $1\cdot10^{-4}$	-	$1,3\cdot10^{-4}$	-	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Неодим			
–	–	$4 \cdot 10^{-4}$ [2]	–	$3 \cdot 10^{-3}$ [2]	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$ [2]	Sahama (1941-1945)
–	–	–	–	–	$2{,}3 \cdot 10^{-3}$ [3]	Minami (1935)
$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
–	–	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$ (6)	$2{,}2 \cdot 10^{-3}$ (25)	$4 \cdot 10^{-3}$ (29)	–	Tongeren (1938)
Среднее $3{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	($\sim 1 \cdot 10^{-3}$)	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	
			Самарий			
–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$ [2]	–	$6 \cdot 10^{-4}$ [2]	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$ [2]	Sahama (1941-1945)
–	–	–	–	–	$6{,}5 \cdot 10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$1 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
Среднее $1 \cdot 10^{-4}$	–	($1{,}5 \cdot 10^{-4}$)	–	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	
			Европий			
–	–	–	–	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$ [2]	–	Sahama (1941-1945)

–	–	–	–	–	$1 \cdot 10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$3 \cdot 10^{-5}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
Среднее $3 \cdot 10^{-5}$	–	–	–	$(1{,}7 \cdot 10^{-4})$	$(1 \cdot 10^{-4})$	
			Гадолиний			
–	–	$2 \cdot 10^{-4}$ [2]	–	$1 \cdot 10^{-3}$ [2]	$4{,}0 \cdot 10^{-4}$ [2]	Sahama (1941-1945)
–	–	–	–	–	$6{,}5 \cdot 10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$2 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
Среднее $(2 \cdot 10^{-4})$	–	$(2 \cdot 10^{-4})$	–	$(1 \cdot 10^{-3})$	$5 \cdot 10^{-4}$	
			Тербий			
–	–	–	–	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$ [2]	–	Sahama (1941-1945)
–	–	–	–	–	$9 \cdot 10^{-5}$ [3]	Minami (1935)
$6 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	–	–	Noddack (1935)
Среднее $(6 \cdot 10^{-5})$	–	–	–	$(2{,}5 \cdot 10^{-4})$	$(9 \cdot 10^{-5})$	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Диспрозий			
-	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$ [2]	-	$5 \cdot 10^{-4}$ [2]	$3 \cdot 10^{-4}$ [2]	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$4,5 \cdot 10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$2 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
Среднее $(2 \cdot 10^{-4})$	-	$(1,5 \cdot 10^{-4})$	-	$(5 \cdot 10^{-4})$	$4 \cdot 10^{-4}$	
			Гольмий			
-	-	-	-	-	$1,0 \cdot 10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$7 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
Среднее $(7 \cdot 10^{-5})$	-	-	-	-	$(1 \cdot 10^{-4})$	
			Эрбий			
-	-	$1 \cdot 10^{-4}$ [2]	-	$2,5 \cdot 10^{-4}$ [2]	$2 \cdot 10^{-4}$ [2]	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$2,5 \cdot 10^{-4}$	Minami (1935)

					[3]	
$2 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
Среднее $(2 \cdot 10^{-4})$	-	$(1 \cdot 10^{-4})$	-	$(2{,}5 \cdot 10^{-4})$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	
			Тулий			
-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-4}$ [2]	-	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-5}$ [3]	Minami (1935)
$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
Среднее $(3{,}5 \cdot 10^{-4})$	-	-	-	$(2 \cdot 10^{-4})$	$(2 \cdot 10^{-5})$	
			Иттербий			
-	-	$1 \cdot 10^{-4}$ [2]	-	$2 \cdot 10^{-4}$ [2]	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$ [2]	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$3 \cdot 10^{-4}$ [3]	Minami (1935)
$2 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1935)
Среднее $(2 \cdot 10^{-4})$	-	$(1 \cdot 10^{-4})$	-	$(2 \cdot 10^{-4})$	$2{,}2 \cdot 10^{-4}$	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Л ю т е ц и й			
-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-4}$ [2]	-	Sahama (1941-1945)
-	-	-	-	-	$7 \cdot 10^{-5}$ [3]	Minami (1935)
Среднее	-	-	-	$(2 \cdot 10^{-4})$	$(7 \cdot 10^{-5})$	

Ti, Zr, Hf

Для определения содержания Ti в породах были использованы, помимо оригинальных работ, сводки Дэли, Ноколдс и наши. Обращает внимание резкое различие данных по Ti для ультраосновных пород. Это связано с тем, что дуниты (безрудные) содержат малое количество Ti совершенно так же и хондриты. Ультраосновные породы, связанные с титаномагнетитами, при анализах дают очень высокие числа. Вероятно, ультраосновные породы содержат Ti$\sim$0,3%.

В основных, кислых, осадочных породах содержание Zr практически одинаково; на порядок ниже в ультраосновных и хондритах, где его содержание одинаково.

Прямых определений Hf в отдельных породах неизвестно. Мы приняли условно содержание Hf в породах по отношению Zr/Hf$\sim$50, что в среднем отвечает отношению Zr/Hf в циркониевых минералах.

			Т и т а н			
-	0,45 [1]	0,5 [1]	0,7 [1]	0,3 [1]	-	Nockolds (1948)
-		0,67 (11)	0,4 (20)	-	-	Nockolds (1953)

-		1,3 (21)	1,84 (10)	-	-	Nockolds (1954)
-		1,68 (5)	1,2 (4)	-	-	Wager (1953)
-	0,07 (22)	0,80 (239)	0,47 (212)	0,23 (546)	-	Дели (1936)
-	0,08 (101)	0,78 (261)	0,36	0,19 (966)	0,39 (81)	Vogt (1931-1932)
-	1,0 (182)	1,08 (637)	0,80 (635)	0,3 (744)	-	Nockolds (1954)
-	-	-	-	-	0,39 (78)	Clarke (1924)
-	-	-	-	-	0,47 (79)	Hougen (1925)
-	-	-	-	-	0,46 (212)	Goldschmidt (1938)
-	0,43 (60)	0,78 (367)	0,48 (122)	0,22 (402)	-	Виноградов[x] (1955)
-	0,09 [1]	0,5 [1]	1,5 [1]	0,07 [1]	-	Wager (1951)
-	-	0,78	-	0,18	-	Sahama (1945)
-	-	-	-	-	0,43 [60]	Minami (1935)
0,19 [20]	-	-	-	-	-	Hevesy (1930-1931)
0,20	-	-	-	-	-	Noddack (1930)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
0,10 (63)	-	-	-	-	-	Merrille (1916)
-	-	-	-	-	0,40 (29)	Young (1954)
-	0,1 (2)	1,2 (13)	0,58	0,31 (23)	0,57 (6)	de Quervain (1942)
-	0,3 (4)	1,2 (31)	0,75	0,29 (83)	-	Lokka (1950)
-	-	-	-	?	-	Füster (1954)
-	-	-	-	-	0,46 (252 [6804])	Виноградов, Ронов[x] (1956)
Среднее 0,17	~0,3	0,9	0,8	0,23	0,45	
			Цирконий			
$(8\cdot10^{-3})$	$7\cdot10^{-3}$	$1,9\cdot10^{-2}$	$2,8\cdot10^{-2}$	$2,8\cdot10^{-2}$ (11)	$1,2\cdot10^{-2}$	Hevesy (1934)
-	$1,5\cdot10^{-3}$	-	-	$2,5\cdot10^{-2}$ (12)	$2\cdot10^{-2}$ (6)	Sahama (1948)
-	$\sim10^{-3}$	$2,5\cdot10^{-2}$ (20)	$2,0\cdot10^{-2}$ (55)	$2,5\cdot10^{-2}$ (41)	-	Tongeren (1938)
-	$1\cdot10^{-3}$	$6,0\cdot10^{-3}$	$1,5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$3,6\cdot10^{-2}$	Nockolds (1948)

	[1]	[1]	[1]	[1]	(10)	
-	-	-	-	$3,5 \cdot 10^{-2}$ (6)	-	Shimer (1943)
$3,3 \cdot 10^{-3}$ (21)	$3,5 \cdot 10^{-3}$ (10)	-	-	-	-	Pinson (1953)
-	$3 \cdot 10^{-3}$ [1]	$3 \cdot 10^{-3}$ [1]	$2,0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1,2 \cdot 10^{-3}$ [1]	-	Wager (1948-1951)
-	-	$1 \cdot 10^{-2}$ (57)	-	-	-	Fairbain (1953)
-	-	$2 \cdot 10^{-3}$	-	$1 \cdot 10^{-2}$	-	Butler (1954)
-	-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-2}$ (63)	Shaw (1954)
-	-	-	-	-	$2,4 \cdot 10^{-2}$ (19)	Leutwein (1954)
-	-	-	-	$5 \cdot 10^{-3}$ (10 [125])	-	Рыжикова[x] (1955)
-	-	-	-	-	$2,3 \cdot 10^{-2}$ (29)	Young (1954)
-	-	-	-	$3 \cdot 10^{-2}$ (4)	-	King (1949)
$(1 \cdot 10^{-2})$	-	-	-	-	-	Noddack (1930)
-	-	$1 \cdot 10^{-2}$ [1].	-	$1,7 \cdot 10^{-2}$ [1]	-	Ahrens (1954)
-	-	$6,5 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	-	-	Hotz (1953)
-	-	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	-	-	Coats (1951)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
-	-	(3) $9\cdot10^{-3}$	(2) $9\cdot10^{-2}$	-	-	Wager (1953)
-	-	(5) $9\cdot10^{-3}$	(5) $1,3\cdot10^{-2}$	-	-	Nockolds (1953)
-	-	(16) $2,6\cdot10^{-2}$ (20)	(30) $3,5\cdot10^{-2}$ (10)	-	-	Nockolds (1954)
Среднее $(3,3\cdot10^{-3})$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2,6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	

Th, U

Средние данные для Th и U дали Th/U ~ 3. Для ультраосновных пород нет достаточного числа определений Th и U поэтому Th/U здесь неизвестно; тогда как для хондритов оно приближается Th/U ~ 10. Но это отношение можно принять лишь с большой осторожностью. Хондриты и ультраосновные породы очень бедны U и Th.

Торий

-	-	$2,8\cdot10^{-4}$	-	$7,9\cdot10^{-4}$	-	Keevil (1938)
$3,9\cdot10^{-5}$	-	-	-	-	-	Chackett (1950)
$1\cdot10^{-5}$	-	-	-	-	-	Jager (1953)
$1\cdot10^{-4}$	-	-	-	-	-	Paneth (1948)
-	-	$3,9\cdot10^{-4}$	$4,4\cdot10^{-4}$	$1,3\cdot10^{-3}$	-	Evans (1941)
-	-	-	$9,97\cdot10^{-4}$	$1,35\cdot10^{-3}$	-	Senftle (1947)

–	$6 \cdot 10^{-4}$ (19)	–	$6 \cdot 10^{-4}$ (7)	$2{,}3 \cdot 10^{-3}$ (22)	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	Pool (1924)
–	–	–	–	–	$1{,}0 \cdot 10^{-3}$	Minami (1935)
–	–	–	–	$1{,}1 \cdot 10^{-3}$	–	Sahama (1945)
$2 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	Noddack (1930)
–	–	–	–	–	$1{,}1 \cdot 10^{-3}$ (155[4262])	Баранов, Ронов[x]
–	–	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$4{,}1 \cdot 10^{-3}$	–	Patterson (1955)
–	–	–	–	–	$(3{,}2 \cdot 10^{-4})$ (2)	Breger (1955)
–	–	–	–	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$ (31)	–	Комлев (1938)
–	–	–	–	–	–	Koczy (1949)
Среднее $\sim 1 \cdot 10^{-4}$	$(6 \cdot 10^{-4})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	$1{,}1 \cdot 10^{-3}$	
			У р а н			
–	–	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$ (6)	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$ (9)	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$ (11)	$2{,}4 \cdot 10^{-4}$ (4)	Adams (1955)
–	–	$9{,}6 \cdot 10^{-5}$	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	–	Evans (1947)
–	–	–	$2{,}6 \cdot 10^{-4}$ (9)	$3{,}9 \cdot 10^{-4}$ (10)	$3{,}1 \cdot 10^{-4}$	Senftle (1947)
–	–	$2 \cdot 10^{-5}$	–	$2 \cdot 10^{-4}$ (7)	–	Hofmann (1941-1942)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	–	–	$6{,}0\cdot10^{-4}$ (78)	–	Комлев (1938)
–	–	$9{,}4\cdot10^{-5}$		$2{,}8\cdot10^{-4}$	–	Keevil (1938)
–	–	$2\cdot10^{-5}$	–	$4{,}3\cdot10^{-4}$ (3)	–	Виноградов (1955)
$1\cdot10^{-6}$ (2)	–	$7\cdot10^{-5}$ (2)	–	$3{,}4\cdot10^{-4}$ (2)	–	Patterson (1955)
$(5\cdot10^{-7})$	–	–	–	–	–	Hess (1943)
$3{,}5\cdot10^{-5}$ (20)	–	–	–	–	–	Paneth (1948)
$\sim5\cdot10^{-6}$	–	–	–	–	–	Jager (1953)
$3\cdot10^{-6}$ (2)	$3\cdot10^{-6}$	–	–	–	–	Davis (1947–1950)
$1\cdot10^{-5}$	–	–	–	–	–	Chackett (1951)
–	–	–	–	–	$4{,}1\cdot10^{-4}$ $(155\,[4262])^{x}$	Баранов, Ронов[x]
–	–	–	–	–	$(1{,}5\cdot10^{-3})$ (2)	Breger (1955)
Среднее $1\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-4}$	

V

В ультраосновных породах, особенно дунитах, содержание V ниже $1\cdot10^{-2}$%, т.е. одинаково с хондритами; минимальное содержание в гранитах, при высоком относительно содержании V в осадках.

–	$1{,}7\cdot10^{-3}$ (6)	$5{,}6\cdot10^{-3}$ (6)	–	$3{,}4\cdot10^{-3}$ (11)	$5\cdot10^{-3}$ (12)	Sahama (1945)
–	$1{,}2\cdot10^{-2}$	$2{,}5\cdot10^{-2}$	–	$1\cdot10^{-3}$	–	Leutwien (1941)
–	–	$3{,}2\cdot10^{-2}$ (25)	–	$3\cdot10^{-3}$ (31)	–	Lundegärdh (1946)
–	–	–	–	–	$1{,}2\cdot10^{-2}$ (17)	Jost (1932)
–	–	$2{,}2\cdot10^{-2}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
–	$2\cdot10^{-2}$	$3{,}6\cdot10^{-2}$ (39)	$2\cdot10^{-2}$ (63)	$7{,}5\cdot10^{-3}$ (42)	–	Tongeren (1938)
–	–	–	–	–	$1{,}2\cdot10^{-2}$ (63)	Shaw (1954)
–	–	–	–	–	$2\cdot10^{-2}$	Clarke (1924)
–	$1{,}2\cdot10^{-2}$ [1]	$2{,}2\cdot10^{-2}$ [1]	$4{,}0\cdot10^{-4}$ [1]	$9\cdot10^{-4}$ [1]	$1{,}4\cdot10^{-2}$	Wager (1951)
$9\cdot10^{-3}$	–	$2{,}5\cdot10^{-2}$ [21]	–	$1\cdot10^{-3}$ (15)		Noddack (1934)
$5\cdot10^{-3}$	–	–	–	–	$2\cdot10^{-2}$ (18)	Goldschmidt (1954)
–	–	$2{,}3\cdot10^{-2}$ (2)	–	$2{,}0\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	Butler (1953-1954)
–	–	–	–	$6\cdot10^{-3}$ (3)	–	King (1949)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	$9 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$ [1]	$1{,}0 \cdot 10^{-2}$ [1]	$8 \cdot 10^{-3}$ [1]	$8{,}2 \cdot 10^{-3}$	Nockolds (1944-1948)
–	–	–	–	–	$(6{,}7 \cdot 10^{-2})$ (180)	Leutwein (1939)
–	–	$2{,}2 \cdot 10^{-2}$	–	$3 \cdot 10^{-3}$		Bøgvad (1945)
–	–	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$ (4)	–	–	–	Hotz (1953)
–	–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-2}$ (29)	Young (1954)
–	–	–	–	$9{,}0 \cdot 10^{-3}$ (105)	–	Рыжикова[x] [••] (1955)
–	–	$2{,}2 \cdot 10^{-2}$ [1]	–	$6{,}7 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Ahrens (1954)
–	–	–	–	$6 \cdot 10^{-3}$ (3)	–	Junner (1954)
–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$ (16)	$9 \cdot 10^{-3}$ (30)	–	–	Nockolds (1953)
–	–	$3 \cdot 10^{-2}$ (19)	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$ (8)	–	–	Nockolds (1954)
–	–	$2{,}7 \cdot 10^{-2}$ (5)	$4{,}4 \cdot 10^{-3}$ (4)	–	–	Wager (1953)
–	$3 \cdot 10^{-2}$ (6)	–	–	–	–	Higazy (1952)
–	–	$8 \cdot 10^{-3}$ (3)	$6 \cdot 10^{-3}$ (2)	–	–	Goats (1951)

Среднее $7 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	

Cr

Относительно низкое содержание Cr в кислых породах, в гранитах в частности, по сравнению с осадками. Это следует иметь в виду для оценки представлений о гранитизации. В силикатной фазе хондритов Cr несколько выше, чем в ультраосновных породах. Это, по-видимому, объясняется трудностью отделения при анализе силикатной части от включений троилита, богатого Cr.

Х р о м

-	$2 \cdot 10^{-1}$ (7)	$4,1 \cdot 10^{-2}$ (6)	-	$5 \cdot 10^{-4}$ (10)	$5,9 \cdot 10^{-2}$ (6)	Sahama (1945)
-	$1,5 \cdot 10^{-1}$ [1]	$2,3 \cdot 10^{-2}$ [1]	$1 \cdot 10^{-4}$ [1]	$9 \cdot 10^{-4}$ [1]	-	Wager (1948-1951)
-	-	$4,1 \cdot 10^{-3}$ (25)	-	$6 \cdot 10^{-4}$ (31)	$8 \cdot 10^{-4}$	Lundegärdh (1946)
-	$1,1 \cdot 10^{-1}$	-	-	-	-	Hevesy (1930)
-	$3,4 \cdot 10^{-1}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	Goldschmidt (1938)
-	-	$6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	-	Tongeren(1938)
-	-	$2,2 \cdot 10^{-2}$ (57)	-	-	$1 \cdot 10^{-2}$	Fairbain(1953)
-	-	-	-	-	$1,1 \cdot 10^{-2}$ (63)	Shaw (1954)
-	-	-	-	-	$3,4 \cdot 10^{-2}$	Clarke (1924)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
					(52)	
–	–	$1,7 \cdot 10^{-2}$	–	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Butler (1953-1954)
–	$2,5 \cdot 10^{-1}$ [1]	$3 \cdot 10^{-2}$ [1]	$1,5 \cdot 10^{-2}$ [1]	$6 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1,7 \cdot 10^{-2}$ (10)	Nockolds (1948)
$5,0 \cdot 10^{-1}$	–	–	–	–	–	Noddack (1930)
$3,9 \cdot 10^{-1}$	–	–	–	–	–	Merrill (1916)
$2,5 \cdot 10^{-1}$	–	–	–	–	–	Urey (1953)
–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (4 [41])	–	Рыжикова[x] (1955)
–	–	–	–	–	$8 \cdot 10^{-3}$ (29)	Young (1954)
–	–	–	–	–	$4 \cdot 10^{-3}$ (128)	Leutwein (1951)
–	–	–	–	–	$6,8 \cdot 10^{-3}$ [235]	Clarke (1924)
–	–	$2 \cdot 10^{-2}$ [1]	–	$4 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Ahrens (1954)
–	–	$1 \cdot 10^{-2}$ (4)	–	–	–	Hotz (1953)
–	–	$1 \cdot 10^{-2}$ (16)	$4,5 \cdot 10^{-3}$ (28)	–	–	Nockolds (1953)
–	–	$2,3 \cdot 10^{-2}$ (20)	–	–	–	Nockolds (1954)

-	-	0,10 (5)	-	-	-	Wager (1953)
-	-	-	-	$9 \cdot 10^{-3}$ (3)	-	Junner (1947)
-	-	$2 \cdot 10^{-2}$ (3)	$3 \cdot 10^{-3}$ (2)	-	-	Coats (1951)
-	3,2·10 (2)	-	-	-	-	Higazy (1954)
Среднее $3,9 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	

Co, Ni

Достаточно много данных. Интересно отметить, что Ni и Co в осадочных породах больше, чем в гранитах (подобно Cr и др.), и что отношение в осадочных породах Ni: Co≈4, т.е. как в основных породах, а не гранитах, где Ni:Co≈1.

К о б а л ь т

-	$2 \cdot 10^{-2}$ [1]	$7 \cdot 10^{-3}$ [1]	$3,0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1,5 \cdot 10^{-3}$ [1]	$1 \cdot 10^{-3}$ (10)	Nockolds(1948)
-	$9,0 \cdot 10^{-3}$ [1]	$5 \cdot 10^{-3}$ [1]	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	$5 \cdot 10^{-4}$ [1]	-	Wager (1943-1951)
-	-	$5,6 \cdot 10^{-3}$ (25)	-	$1 \cdot 10^{-4}$ (31)	$2,1 \cdot 10^{-3}$ (63)	Lundegärdh (1946)
-	-	-	-	-	$1 \cdot 10^{-3}$ (9)	Leutwein(1951)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	$2{,}4\cdot10^{-3}$ (10)	$6\cdot10^{-4}$ (5)	$4{,}9\cdot10^{-4}$ (15)	$2{,}4\cdot10^{-3}$ (13)	Малюга (1947)
–	–	–	–	–	$1\cdot10^{-3}$ (121 [3253])	Ронов[x] (1955)
–	$2{,}4\cdot10^{-2}$ (7)	$2{,}7\cdot10^{-3}$ (6)	–	$4\cdot10^{-4}$ (12)	$8\cdot10^{-4}$ (13)	Sahama (1945)
–	–	$3{,}0\cdot10^{-3}$ (9)	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$ (17)	–	Sandell (1943)
$4\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$8{,}0\cdot10^{-4}$	–	Goldschmidt (1938)
–	–	$9\cdot10^{-3}$ (25)	$(1{,}6\cdot10^{-2})$ (4)	–	–	Tongeren (1938)
$1{,}8\cdot10^{-2}$	–	$3{,}9\cdot10^{-3}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
	–	–	–	–	$1{,}8\cdot10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)
–	–	$3\cdot10^{-3}$	–	–	–	Butler (1954)
–	–	–	–	–	$1\cdot10^{-3}$ (29)	Young (1954)
–	$2{,}7\cdot10^{-2}$ (3)	–	–	–	–	Røer (1927)
$8\cdot10^{-2}$ (94)[x]	–	–	–	–	–	Urey (1953)
–	–	$4\cdot10^{-3}$ [1]	–	–	–	Ahrens (1954)

-	$(7 \cdot 10^{-3})$	-	-	-	-	Higazy (1954)
-	-	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	-	-	Hotz (1953)
-	-	$3 \cdot 10^{-3}$ (15)	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (23)	-	-	Nockolds (1953)
-	-	$5 \cdot 10^{-3}$ (22)	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$ (8)	-	-	Nockolds (1953)
-	-	$5 \cdot 10^{-3}$ (5)	$8 \cdot 10^{-4}$ (5)	-	-	Wager (1953)
-	-	$2 \cdot 10^{-3}$ (3)	$1 \cdot 10^{-3}$ (2)	-	-	Coats (1951)
-	$(6 \cdot 10^{-3})$ (6)	-	-	-	-	Higazy (1952)
Среднее $(4{,}5 \cdot 10^{-2})$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5{,}0 \cdot 10^{-4}$	$2{,}3 \cdot 10^{-3}$	
			Никель			
-	$1 \cdot 10^{-1}$	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$9{,}0 \cdot 10^{-4}$	-	Wager (1951)
-	-	$6{,}5 \cdot 10^{-3}$ (25)	-	$8 \cdot 10^{-4}$ (31)	$4{,}2 \cdot 10^{-3}$ (63)	Lundegärdh (1946)
-	$1 \cdot 10^{-1}$	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$ (13)	-	-	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$ (11)	Patterson (1952)
-	-	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$ (10)	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$ (5)	$6{,}6 \cdot 10^{-4}$ (15)	$9{,}6 \cdot 10^{-3}$	Малюга (1947)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
-	-	-	-	-	$2{,}2\cdot10^{-3}$ (121 [3253])	Ронов[x] (1955)
-	$7{,}9\cdot10^{-2}$ (7)	$4{,}7\cdot10^{-3}$ (6)	-	$2{,}5\cdot10^{-4}$ (12)	$2{,}4\cdot10^{-3}$ (13)	Sahama (1945)
-	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	-	Vogt (1923)
-	-	$1{,}5\cdot10^{-2}$	-	$3\cdot10^{-4}$	-	Butler (1953-1954)
-	-	$1{,}0\cdot10^{-2}$ (9)		$5{,}0\cdot10^{-4}$ (17)	-	Sandell (1943)
(0,33)	$3{,}6\cdot10^{-1}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-2}$	Goldschmidt (1938)
-	-	-	-	-	$7\cdot10^{-3}$ (133)	Leutwein(1951)
-	-	$1{,}6\cdot10^{-2}$ (25)	$1{,}6\cdot10^{-2}$ (3)	-	-	Tongeren(1938)
-	-	-	-	-	$6{,}4\cdot10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)
-	-	$1\cdot10^{-2}$ (32)	-	-	-	Fairbain(1953)
-	$4{,}0\cdot10^{-2}$ (2)	$1{,}8\cdot10^{-2}$ (35)	$2{,}0\cdot10^{-2}$ (20)	$2\cdot10^{-3}$ (10)	-	Wells (1943)
$8\cdot10^{-2}$ (47)	$2{,}7\cdot10^{-2}$ (225)	$9\cdot10^{-3}$ (93)	($6\cdot10^{-3}$) (78)	-	$1{,}3\cdot10^{-2}$ (235)	Clarke (1924)
-	$7{,}0\cdot10^{-2}$ [1]	$2{,}0\cdot10^{-2}$ [1]	$8\cdot10^{-3}$ [1]	$2\cdot10^{-3}$ [1]	$2{,}7\cdot10^{-3}$ (10)	Nockolds(1948)

-	-	$7 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	-	-	Hotz (1953)
-	-	-	-	-	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$	Clarke (1924)
$1 \cdot 10^{-1}$ (17)	-	-	-	-	-	Urey (1953)
-	-	-	-	-	$5 \cdot 10^{-3}$ (29)	Young (1954)
-	$2{,}73 \cdot 10^{-1}$ (3)	-	-	-	-	Røer (1927)
-	$1 \cdot 10^{-1}$	-	-	-	-	Higazy (1954)
-	-	$6 \cdot 10^{-3}$ (12)	$3 \cdot 10^{-3}$ (20)	-	-	Nockolds (1953)
-	-	$2 \cdot 10^{-2}$ (21)	$2 \cdot 10^{-3}$ (5)	-	-	Nockolds (1954)
-	-	$4 \cdot 10^{-2}$ (5)	$1 \cdot 10^{-3}$ (5)	-	-	Wager (1953)
-	-	$9 \cdot 10^{-3}$ (3)	$2 \cdot 10^{-3}$ (2)	-	-	Coats (1954)
Среднее $1 \cdot 10^{-1}$	$1{,}2 \cdot 10^{-1}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$9{,}5 \cdot 10^{-3}$	

Cu

Cu в осадочных породах выше, чем в гранитах. Нет надежных определений Cu в ультраосновных породах и хондритах. Обращает внимание низкое содержание Cu в хондритах.

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Медь			
–	–	$3 \cdot 10^{-3}$ (25)	–	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (31)	–	Lundegärdh (1946)
–	–	$6{,}8 \cdot 10^{-3}$ (15)	$3{,}2 \cdot 10^{-3}$ (15)	$3{,}6 \cdot 10^{-4}$ (15)	$5 \cdot 10^{-3}$ (50)	Sugawara (1951)
–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$ (15)	$3{,}8 \cdot 10^{-3}$ (11)	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$ (20)	–	Sandell (1943)
–	$1 \cdot 10^{-2}$ [1]	$6{,}7 \cdot 10^{-3}$ [1]	$(4 \cdot 10^{-2})$ [1]	$(2 \cdot 10^{-2})$ [1]	–	Wager (1943–1951)
–	–	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	Wells (1914)
–	–	$3 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	Grout (1910)
–	–	–	–	–	$1{,}9 \cdot 10^{-2}$	Carobbi (1943)
–	–	–	–	–	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)
–	–	$1 \cdot 10^{-2}$ (10)	$4 \cdot 10^{-3}$ (5)	$3{,}4 \cdot 10^{-3}$ (14)	$4{,}8 \cdot 10^{-3}$ (13)	Малюга (1947)
–	–	–	–	–	$3{,}4 \cdot 10^{-3}$ (121 [3253])	Ронов и др.[x] (1955)
–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	Steiger (1924)
–	–	$7{,}2 \cdot 10^{-3}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
–	–	–	–	–	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$ (52)	Clarke (1924)

$1,5 \cdot 10^{-4}$ [16]	–	$(1 \cdot 10^{-3})$ [21]	–	$3 \cdot 10^{-3}$ [15]	$1 \cdot 10^{-3}$ [18]	Noddack (1931–1934)
–	–	$2 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	Lane (1914)
–	–	–	–	$6 \cdot 10^{-3}$	–	Weed (1905)
–	–	$1,6 \cdot 10^{-2}$ (4)	–	–	–	Hotz (1953)
–	–	–	–	–	$1 \cdot 10^{-2}$ (2)	Heide (1950)
–	–	–	–	–	$3,4 \cdot 10^{-3}$ (253)	Clarke (1924)
–	–	–	–	–	$7 \cdot 10^{-4}$	Siebenthal (1915)
–	–	–	–	–	$5 \cdot 10^{-3}$ (106)	Leutwein (1951)
–	$5 \cdot 10^{-3}$ (6)	–	–	–	–	Higazy (1954)
–	–	$7,5 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	Butler (1954)
–	–	$4 \cdot 10^{-3}$ (3)	$3 \cdot 10^{-3}$ (2)	–	–	Coats (1951)
–	–	$1,6 \cdot 10^{-2}$ (5)	–	–	–	Wager (1953)
Среднее						
$(1,5 \cdot 10^{-4})$	$(8 \cdot 10^{-3})$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Zn, Cd, Hg			
Максимум содержания Zn в основных породах; низкое содержание - в ультраосновных породах и хондритах. Для Cd единичные определения; Zn/Cd колеблется 500-1000. Для Hg также мало определений. По-видимому, основные породы несколько больше содержат Hg, чем кислые; хондриты содержат очень мало. Осадочные породы богаче массивных горных пород Hg. Вероятно, Hg летела с дымами вулканов и в подобных процессах.						
			Ц и н к			
-	$5 \cdot 10^{-3}$ (6)	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$ (46)	$4 \cdot 10^{-3}$ (6)	$3{,}4 \cdot 10^{-3}$ (39)	$4{,}0 \cdot 10^{-3}$ (69)	Wedepohl (1953)
-	-	$1 \cdot 10^{-2}$ (15)	$8{,}7 \cdot 10^{-3}$ (15)	$4{,}9 \cdot 10^{-3}$ (15)	$1{,}1 \cdot 10^{-2}$ (50)	Sugawara (1951)
-	-	-	-	$5{,}6 \cdot 10^{-3}$ (80)	-	Таусон[x] (1955)
-	-	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$ (25)	$4 \cdot 10^{-3}$ (4)	$6{,}3 \cdot 10^{-3}$ (29)	-	Sandell (1943)
-	-	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$ (15)	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$ (31)	$1 \cdot 10^{-2}$	Lundegärdh (1946)
-	-	-	-	-	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$ (52)	Steiger (1924)
$3{,}4 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1930)
$\sim 10^{-3}$	-	-	-	-	-	Hörmann (1954)
-	-	-	-	-	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	Palmquist (1935)

-	-	-	-	-	$7 \cdot 10^{-3}$ (47)	Leutwein (1951)
-	-	-	-	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	Ottemann (1941)
-	-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$	Heide (1955)
Среднее ($\sim 10^{-3}$)	$5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$7{,}2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	
			К а д м и й			
-	-	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$ (7)	-	$1 \cdot 10^{-5}$ (13)	-	Sandell (1943)
$1{,}6 \cdot 10^{-4}$ x	-	-	-	$(4 \cdot 10^{-4})$ [15]	-	Noddack (1930)
-	-	-	-	-	$3 \cdot 10^{-5}$	Preuss (1940)
$(1 \cdot 10^{-3})$ x	-	-	-	-	-	Goldschmidt (1933)
Среднее (?)	-	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	-	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	
			Р т у т ь			
-	-	$7{,}9 \cdot 10^{-6}$ (11)	-	$5{,}7 \cdot 10^{-6}$ (14)	$5 \cdot 10^{-5}$	Stock (1934)
-	-	$9{,}5 \cdot 10^{-6}$	-	$6{,}4 \cdot 10^{-6}$		Сауков (1946)

x Хондрит.

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
-	-	(18) $1\cdot10^{-5}$	-	(24) $1{,}0\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-5}$	Preuss (1940)
$(1\cdot10^{-6})$	-	-	-	-	-	Noddack (1934)
Среднее $(1\cdot10^{-6})$	-	$9\cdot10^{-6}$	-	$4\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-5}$	

Nb, Ta

Среднее содержание Nb в ультраосновных породах, по данным Ранкама, резко отлично от среднего содержания Nb в хондритах; между тем в дунитах $Nb\sim3\cdot10^{-5}$, т.е. столько же, сколько в хондритах. Следовательно, в дунитах и хондритах Nb:Ta = 1, а в других породах оно изменяется - $Nb:Ta\sim10$.

Ниобий

$5\cdot10^{-5}$ (5)	$1{,}5\cdot10^{-3}$ (11)	$1{,}9\cdot10^{-3}$ (13)	$3{,}5\cdot10^{-4}$ (4)	$2\cdot10^{-3}$ (22)	$1{,}5\cdot10^{-3}$ (6)	Rankama (1941-1948)
-	-	-	-	-	$2\cdot10^{-3}$	Bauer (1954)
-	-	-	-	$(2\cdot10^{-2})$	-	Fleischer (1952)
$2\cdot10^{-4}$	-	-	-	-	-	Noddack (1930)
Среднее $5\cdot10^{-5}$	$(1{,}5\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	

Тантал

$3{,}8\cdot10^{-5}$ (5)	$1\cdot10^{-4}$ (11)	$1\cdot10^{-4}$ (13)	$7\cdot10^{-5}$ (4)	$3{,}5\cdot10^{-4}$ (22)	$3{,}5\cdot10^{-4}$ (6)	Rankama (1941–1948)
$7\cdot10^{-5}$	–	–	–	–	–	Noddack (1930)
Среднее						
$5\cdot10^{-5}$	$7{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	

Mo, W

Очень однообразно содержание Mo. По-видимому, в кислых несколько выше ($\sim1\cdot10^{-4}$), еще выше в осадках (как и V). Содержание W в породах можно считать неизвестным. Мы не знаем Mo/W и даже не знаем того, который из этих элементов содержится в породах относительно выше.

Молибден

–	–	$(3\cdot10^{-4})$ [67]	–	$(1{,}2\cdot10^{-3})$	–	Hevesy (1933)
–	–	$2\cdot10^{-4}$ (7)	–	$2{,}5\cdot10^{-4}$ (13)	–	Sandell (1943)
–	–	$9\cdot10^{-5}$ (10)	$1\cdot10^{-4}$ (15)	$3\cdot10^{-4}$ (10)	–	Ishimori (1951)
–	–	–	–	$1\cdot10^{-4}$	–	Fölvarini (1947)
–	–	$(7\cdot10^{-4})$ (3)	–	–	–	Nockolds (1948)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
-	-	-	-	$2\cdot10^{-4}$ (24)	-	Павленко[x] (1954)
$6\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$ (23)	$9\cdot10^{-5}$ (59)	$7\cdot10^{-5}$ (29)	$1\cdot10^{-4}$ (135)	$1\cdot10^{-4}$ (28)	Kuroda (1954)
-	-	$2\cdot10^{-4}$ (6)	-	-	-	Onishi (1955)
-	-	-	-	-	$2\cdot10^{-4}$ [60]	Minami (1935)
$2,0.10^{-4}$ 16	-	$(1\cdot10^{-3})$ [21]	-	$(6\cdot10^{-4})$ [15]	$2\cdot10^{-4}$ [18]	Noddack (1931)
-	-	-	-	$1,1\cdot10^{-4}$ [1]	-	Ahrens (1954)
Среднее $(6\cdot10^{-5})$	$(4\cdot10^{-5})$	$1,4\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$1,9\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	
		В о л ь ф р а м				
-	-	$(2,4\cdot10^{-3})$	-	$(8\cdot10^{-3})$	-	Hevesy (1933)
$(1,8\cdot10^{-3})$	-	$(1,5\cdot10^{-3})$	-	$(1,8\cdot10^{-3})$	-	Noddack (1930)
-	-	-	$1,2\cdot10^{-4}$	$1,5\cdot10^{-4}$ (7)	-	Sandell (1946-1954)
-	-	$1\cdot10^{-3}$ (16)	-	$7\cdot10^{-4}$ (17)	-	Lundegärdh (1946)

Среднее						
(?)	(?)	$(1\cdot10^{-3})$	$(1\cdot10^{-4})$	(?)	(?)	

Re

Для пород - единичные определения, не дающие даже указания, в каких породах его содержание выше.

Р е н и й

$(8\cdot10^{-8})$ [42]	-	-	-	-	-	Noddack (1930)
-	-	$(6\cdot10^{-6})$ (7)	-	$(6\cdot10^{-7})$ (4)	-	Баситова[x] (1950)
Среднее						
$(8\cdot10^{-8})$	-	$(6\cdot10^{-6})$	-	$(6\cdot10^{-7})$	-	

Ga, In, Tl

Лучше других изучено распределение в породах Ga (для хондритов нет определений). Al/Ga в породах ~3000-5000. Значительно меньше данных для In, Tl, особенно в основных и ультраосновных породах. Из отношения Rl/Tl можно считать, что в хондритах и ультраосновных породах Tl~10^{-6}.

Г а л л и й

$(3\cdot10^{-4})$ (6)	$3,7\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1,5\cdot10^{-3}$ [37]	Goldschmidt (1931-1954)
-	-	$4\cdot10^{-3}$ (66)	$5\cdot10^{-3}$ (42)	$5,8\cdot10^{-3}$	-	Tongeren (1938)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	$8 \cdot 10^{-4}$ [1]	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$ [1]	$2 \cdot 10^{-3}$ [1]	$3 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Wager (1943-1951)
–	–	$2{,}2 \cdot 10^{-3}$	–	$7{,}5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$ (6)	Sahama (1945)
–	–	–	–	–	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)
–	$2{,}0 \cdot 10^{-4}$ (3)	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$ (4)	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$ (2)	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$ (7)	–	Sandell(1949)
–	–	–	–	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$ (28)	–	Shimer (1943)
–	–	$2{,}0 \cdot 10^{-3}$	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (2)	$2 \cdot 10^{-3}$	Butler (1953-1954)
–	–	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$ (57)	–	–	–	Fairbain(1933)
–	–	–	–	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$ (16)	Боровик (1939)
–	$3 \cdot 10^{-4}$	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4{,}0 \cdot 10^{-3}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	Nockolds(1948)
–	–	–	–	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$ (10 [115])	–	Рыжикова[x] (1955)
–	–	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Ahrens (1954)
–	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (5)	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (5)	–	Wager (1953)

–	–	–	–	–	$5{,}9\cdot10^{-3}$ (63)	Leutwein (1951)
$(5\cdot10^{-5})$	–	–	–	–	–	Brown (1949)
	$(\sim10^{-4})$	–	–	–	–	Higazy (1954)
–	–	$9\cdot10^{-4}$ (3)	$9\cdot10^{-4}$ (2)	–	–	Coats (1951)
–	$(1{,}8\cdot10^{-3})$ (5)	–	–	–	–	Higazy (1952)
–	–	$2{,}3\cdot10^{-3}$ (13)	$2{,}5\cdot10^{-3}$ (30)	–	–	Nockolds (1953)
–	–	$2{,}5\cdot10^{-3}$ (20)	$2\cdot10^{-3}$ (10)	–	–	Nockolds (1954)
–	–	$2{,}3\cdot10^{-3}$	–	–	–	Patterson (1955)
Среднее (?)	$4\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	
			И н д и й			
–	$1{,}3\cdot10^{-6}$ (4)	$3\cdot10^{-6}$ (10)	–	$2{,}6\cdot10^{-5}$ (10)	$5{,}4\cdot10^{-6}$ (16)	Shaw (1952)
$(1{,}5\cdot10^{-5})$	–	$7\cdot10^{-5}$	–	$5\cdot10^{-6}$	–	Goldschmidt (1954)
–	–	$3\cdot10^{-5}$ [11]	–	$(2\cdot10^{-4})$ [14]	$5\cdot10^{-5}$	Preuss (1940)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	–	–	$5 \cdot 10^{-6}$ [12]	$(30 \cdot 10^{-5}?)$	Боровик (1939)
$2,4 \cdot 10^{-5}$	–	–	–	–	–	Noddack (1930)
Среднее $(2 \cdot 10^{-5})$	$(1,3 \cdot 10^{-6})$	(?)	–	$1,2 \cdot 10^{-5}$	(?)	
			Таллий			
–	$6 \cdot 10^{-6}$ (4)	$1,3 \cdot 10^{-5}$ (10)	$1,5 \cdot 10^{-5}$ (2)	$3,5 \cdot 10^{-4}$ (11)	$6,9 \cdot 10^{-5}$ (18)	Shaw (1952)
–	–	–	–	$1 \cdot 10^{-4}$	–	Goldschmidt (1937)
–	–	$3 \cdot 10^{-5}$ (11)	–	$3 \cdot 10^{-4}$ (14)	$2 \cdot 10^{-4}$	Preuss (1940)
–	–	–	–	$1,5 \cdot 10^{-4}$ (4)	–	Ottemann (1941)
$(1,5 \cdot 10^{-5})$	–	–	–	–	–	Noddack (1930–1934)
–	–	–	–	$2,5 \cdot 10^{-4}$ (2)	$3 \cdot 10^{-4}$	Butler (1953)
Среднее (?)	$(6 \cdot 10^{-6})$	$2 \cdot 10^{-5}$	$(1,5 \cdot 10^{-5})$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$(2 \cdot 10^{-4})$	

Для ультраосновных пород и хондритов нет данных, а в осадках относительно высокое содержание Ge.

Германий

$5 \cdot 10^{-4}$	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$ (11)	-	$3,5 \cdot 10^{-4}$ (14)	$7,0 \cdot 10^{-4}$ [36]	Goldschmidt (1933)
-	-	$2,0 \cdot 10^{-4}$	-	$3 \cdot 10^{-4}$	-	Preuss(1940)
-	-	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	-	-	Harris (1954)
-	-	-	-	$2,8 \cdot 10^{-4}$		Hybinette (1942)
-	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	Schneider (1954)
Среднее $(5 \cdot 10^{-4})$	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$(1,5 \cdot 10^{-4})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	

Sn, Pb

Данные будто бы показывают на более высокий уровень содержания в породах Sn по сравнению с Pb. Нет данных для ультраосновных пород.

Олово

$5 \cdot 10^{-4}$	-	$6 \cdot 10^{-4}$	-	$8 \cdot 10^{-3}$ [14]	$4 \cdot 10^{-3}$ [36]	Goldschmidt (1933)
-	-	-	-	$5,6 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	Ottemann (1941)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	–	–	$1,3 \cdot 10^{-3}$ (55)	–	Барсуков[x] (1954)
–	–	–	–	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$ (2)	Butler (1953)
$4 \cdot 10^{-4}$ [16]	–	$6 \cdot 10^{-4}$ [21]	–	$1 \cdot 10^{-4}$ [15]	–	Noddack (1930–1931)
–	–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$	Shaw (1952)
Среднее $4,5 \cdot 10^{-4}$	–	$6 \cdot 10^{-4}$	–	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	
			С в и н е ц			
–	–	$5 \cdot 10^{-4}$ [67]	–	$3 \cdot 10^{-3}$ [58]	–	Hevesy (1932)
–	–	$8 \cdot 10^{-4}$ (13)	$5 \cdot 10^{-4}$ (4)	$2,0 \cdot 10^{-3}$ (19)	–	Sandell (1943)
–	–	$1,8 \cdot 10^{-3}$ (30)	$2,3 \cdot 10^{-3}$ (65)	$3 \cdot 10^{-3}$ (47)	–	Tongeren (1938)
–	–	$8,7 \cdot 10^{-4}$ (57)	–	–	–	Fairbain (1953)
–	–	–	–	$3,0 \cdot 10^{-3}$ (80)	–	Таусон[x] (1955)
–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (53)	–	Павленко[x] (1955)
–	–	–	–	–	$2,4 \cdot 10^{-3}$ (63)	Shaw (1954)

–	–	–	–	–	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$ (13)	Shaw (1954)
–	–	–	–	$3 \cdot 10^{-3}$ (2)	$5{,}0 \cdot 10^{-3}$ (3)	Butler (1953)
–	–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$	Hörmann (1955)
–	–	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (3)	–	Виноградов (1955)
$9 \cdot 10^{-5}$	–	$6 \cdot 10^{-4}$ (2)	–	$1 \cdot 10^{-3}$ (2)	–	Patterson (1955)
–	–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-4}$ (235)	Clarke (1924)
–	–	–	–	–	$3{,}7 \cdot 10^{-4}$ [52]	Clarke (1924)
–	–	–	–	$6{,}7 \cdot 10^{-4}$ (4)	–	Ottemann (1941)
–	–	–	–	$1{,}4 \cdot 10^{-3}$ (145)	–	Рыжикова[x] (1955)
–	–	–	–	–	$(1{,}7 \cdot 10^{-2})$	Leutwein
–	–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$ (2)	Heide (1955)
–	–	–	–	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ [1]	–	Ahrens (1945)
$2 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-3}$	Goldschmidt (1938)
–	–	$9 \cdot 10^{-4}$	–	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	Wedepohl (1955)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Среднее $(2\cdot10^{-4})$	-	$8\cdot10^{-4}$	$(1{,}5\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	
			As, Sb, Bi			

Содержание As в породах очень однообразно. Подобно многим другим элементам (галогенидам, B, Hg и др.) в осадочных породах содержание As относительно выше, чем в массивных горных породах, в дунитах As $\sim5\cdot10^{-5}$%.

Уровень содержания Sb в породах выше, чем Bi. Это следует из средних данных для смесей пород; поэтому существующие данные для отдельных пород совершенно недостаточны для суждения.

			М ы ш ь я к			
$3{,}0\cdot10^{-5}$ [2]	$1{,}0\cdot10^{-4}$ (19)	$2\cdot10^{-4}$ (73)	$2{,}4\cdot10^{-4}$ (36)	$1{,}5\cdot10^{-4}$ (51)	$1\cdot10^{-3}$ (42)	Ohishi (1955)
-	-	-	-	-	$3\cdot10^{-4}$ (235)	Steiger (1914)
-	-	-	-	-	$4\cdot10^{-4}$ (57)	Bülow (1931)
-	-	-	-	-	$9{,}8\cdot10^{-4}$ [60]	Minami (1935)
-	-	-	-	-	$7{,}6\cdot10^{-4}$ (16)	Федосов (1940)
$(2\cdot10^{-3})$ [16]	-	$(9\cdot10^{-4})$ [21]	-	$(1\cdot10^{-3})$ [15]	$5\cdot10^{-4}$	Noddack (1931-1934)

Среднее $3 \cdot 10^{-5}$	$2{,}8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$6{,}6 \cdot 10^{-4}$	
			С у р ь м а			
–	–	–	–	$3 \cdot 10^{-5}$ [14]	$3 \cdot 10^{-4}$ [36]	Preuss (1940)
–	–	$1 \cdot 10^{-4}$	–	$6 \cdot 10^{-5}$	–	Ward (1954)
$(1 \cdot 10^{-5})$	–	$n \cdot 10^{-4}$	–	$(\sim 5 \cdot 10^{-4})$	–	Noddack (1930-1934)
42 $1 \cdot 10^{-5}$ [14]	$1 \cdot 10^{-5}$ [17]	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$ [52]	$2 \cdot 10^{-5}$ [16]	$2{,}6 \cdot 10^{-5}$ [97]	$6{,}8 \cdot 10^{-5}$ (17)	Onishi (1955)
Среднее $1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	
			В и с м у т			
–	–	–	–	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Preuss (1940)
$7 \cdot 10^{-6}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	Noddack (1930-1934)
Среднее $(7 \cdot 10^{-6})$	–	–	–	$(2 \cdot 10^{-4})$	$(1 \cdot 10^{-4})$	

Se, Te

Количественные данные для массивных горных пород отсутствуют. Можно только догадываться о порядке $\sim 10^{-6}$ Se и 10^{-7} Te. В осадочных породах - глинах и сланцах - обычно, как показывают данные Вильямса и Бийерса, $\sim 10^{-6}$% Se; по Минами в сланцах в среднем $\sim 6 \cdot 10^{-5}$% Se.

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Ag, Au			

Данные для Ag и Au в породах у разных авторов значительно варьируют; средние значения из них значительно завышены. С известной осторожностью можно говорить о содержании Ag порядка 10^{-6} и Au 10^{-7}, с увеличением в сторону основных пород (до 10^{-5} и 10^{-6} соответственно). Следует отметить наиболее высокое содержание Ag(но не Au) в дунитах. Необъяснимо высокое содержание Ag и Au в осадках.

			С е р е б р о			
-	$5\cdot10^{-5}$ (19)	-	-	$3\cdot10^{-5}$	-	Lunde (1927-1928)
-	-	$5\cdot10^{-5}$	-	$1\cdot10^{-5}$	$9\cdot10^{-5}$ (9)	Goldschmidt (1932-1954)
-	-	$5\cdot10^{-5}$	-	$(4\cdot10^{-4})$ (4)	-	Wagoner (1901)
-	$1\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-6}$	-	$2\cdot10^{-6}$	-	Kvalheim(1939)
-	-	$(4\cdot10^{-4})$ (32)	-	-	-	Fairbain(1953)
-	$(7\cdot10^{-4})$ (6)	-	-	-	-	Higazy (1952)
-	-	-	-	-	$(1,5\cdot10^{-3})$ (14)	Leutwein(1951)
Среднее ?	$3\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	-	$1,5\cdot10^{-5}$	$(9\cdot10^{-5?})$	

Золото

-	$(1 \cdot 10^{-5})$ (10)	-	-	-	$(2{,}5 \cdot 10^{-4})$	Leutwein (1939-1951)
-	-	$5 \cdot 10^{-6}$ (2)	-	$(3{,}7 \cdot 10^{-5})$ (4)	-	Wagoner (1901)
-	-	$1{,}7 \cdot 10^{-6}$ (4)	-	$1 \cdot 10^{-6}$ (2)	-	Smales (1955)
Среднее						
?	$(1 \cdot 10^{-5})$	$3{,}5 \cdot 10^{-6}$	-	$1 \cdot 10^{-6}$	(?)	

Pt и платиноиды

Известны прямые определения в породах Pt, Pd (см.таблицу) и единичные для Ir и Rh (в базальтах 21; по Ноддаку (1931), $4 \cdot 10^{-6}$ и $2 \cdot 10^{-6}$% соответственно). По-видимому. нужно считать содержание Pt в гранитах не выше $5 \cdot 10^{-7}$%. В сторону более основных пород содержание ее несколько повышается. Содержание других платиноидов в породах условно рассчитано из отношений платиноидов в рудных минералах платины.

Платина

-	$\sim 5 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	Lunde (1927-1928)
-	-	$2 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	Goldschmidt (1938)
-	$3 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	Leutwein (1939)
$(1 \cdot 10^{-6})$ [16]	-	$1 \cdot 10^{-5}$ [21]	-	$2 \cdot 10^{-6}$ [15]	-	Noddack (1931)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Среднее						
$(1 \cdot 10^{-6})$	$(3 \cdot 10^{-5})$	$(1 \cdot 10^{-5})$	-	$(2 \cdot 10^{-6})$	-	
		П а л л а д и й				
-	$2 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	Goldschmidt (1938)
-	$1 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	Leutwein(1939)
-	-	$1{,}9 \cdot 10^{-6}$ (2)	-	$1 \cdot 10^{-6}$	-	Smales* (1955)
-	-	$5 \cdot 10^{-6}$ [21]	-	-	-	Noddack (1931)
Среднее						
-	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$3{,}5 \cdot 10^{-6}$	-	$1 \cdot 10^{-6}$	-	

Г а л о г е н и д ы

Даже для Cl (как, например, и для S) в породах количественных определений немного. Для всех галогенидов отмечается однообразие их содержания в различных типах пород. Cl/Br≈300 (в метеоритах меньше ?). Очень трудно определить, для каких пород имеется повышение содержания галогенидов. Более определенно можно лишь сказать о F, максимальное содержание которого приходится на кислые породы.

Все галогениды обогащают осадочные породы.

			Ф т о р			
–	–	–	–	$8 \cdot 10^{-2}$ [1]	–	Ahrens (1954)
–	–	–	–	$7 \cdot 10^{-2}$ (4)	–	King (1949)
–	–	–	–	0,14 (6)	–	Goldich (1941)
–	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$6{,}5 \cdot 10^{-2}$	Koritnig (1951)
–	–	–	–	$8 \cdot 10^{-2}$	–	Wasserstein (1947)
–	–	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$	–	$7 \cdot 10^{-2}$	–	Barth (1947)
–	–	$2{,}6 \cdot 10^{-2}$ (4)	–	$3{,}9 \cdot 10^{-2}$	$4{,}3 \cdot 10^{-2}$	Shepherd (1940)
–	–	$6 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	Nockolds (1954)
Среднее						
?	$(1 \cdot 10^{-2})$	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$	$(5 \cdot 10^{-2})$	$8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	
			Х л о р			
$1{,}1 \cdot 10^{-2}$ (2)	–	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$ (5)	–	$3{,}3 \cdot 10^{-2}$ (5)	–	Селиванов (1940)
$8 \cdot 10^{-3}$ (8)	$4 \cdot 10^{-3}$ (1)	$6 \cdot 10^{-3}$ (4)	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$ (3)	$2 \cdot 10^{-2}$ (6)	$1{,}7 \cdot 10^{-2}$ (22)	Behne (1953)
–	$3 \cdot 10^{-2}$ x (10)	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$ (59)	$3 \cdot 10^{-2}$	$2{,}2 \cdot 10^{-2}$ (99)	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$ (4)	Kuroda (1953)

x Не серпентинизированы.

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
–	–	$4 \cdot 10^{-2}$	–	$2 \cdot 10^{-2}$	–	Tröger (1934)
–	–	–	–	$(8 \cdot 10^{-2})$	–	Kind (1939)
$9 \cdot 10^{-2}$ (42)	–	–	–	–	$(4{,}7 \cdot 10^{-3})$	Noddack (1934)
$8 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	Merrill (1916)
$3 \cdot 10^{-2}$ (63)	–	–	–	–	–	Merrill (1930)
Среднее $5 \cdot 10^{-2}$	$(\sim 2 \cdot 10^{-2})$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{-2}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$	
			Б р о м			
$4{,}7 \cdot 10^{-5}$ (2)	–	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$ (5)	–	$2 \cdot 10^{-4}$ (7)	–	Селиванов (1940)
$(3 \cdot 10^{-3})$ (3)	–	$8 \cdot 10^{-4}$	–	$2 \cdot 10^{-4}$	–	Fellenberg (1927)
$8 \cdot 10^{-4}$ (2)	$1 \cdot 10^{-4}$ (1)	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$ (4)	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$ (3)	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$ (7)	$4 \cdot 10^{-4}$ (11)	Behne (1953)
–	–	–	–	–	$8 \cdot 10^{-4}$ (10)	Leipert (1936)
Среднее $6 \cdot 10^{-4}$	$(1 \cdot 10^{-4})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	

Й о д

$1 \cdot 10^{-4}$ (3)	-	$3 \cdot 10^{-5}$	-	$2 \cdot 10^{-5}$	-	Fellenberg (1925-1927)
-	-	$3 \cdot 10^{-5}$	-	$2 \cdot 10^{-5}$	-	Lunde (1927)
-	-	$7 \cdot 10^{-5}$ (2)	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$ (2)	-	Stoklasa (1927)
-	$8 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$	-	$7{,}6 \cdot 10^{-5}$	-	Cauer (1936)
-	-	-	-	-	$1 \cdot 10^{-4}$	Виноградов (1939)
-	-	-	-	$6 \cdot 10^{-5}$	-	Gautier (1923)
Среднее $(1 \cdot 10^{-4})$	$8 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	

Po, Ra, Ac, Pa, Rn

Для Ra (и Rn) имеются многочисленные прямые определения в породах, которые не расходятся с вычисленными данными из содержания U в породах, исходя из радиоактивного равновесия. Имеются единичные прямые определения Pa (и Pu). В табл. 4 мы для всех этих элементов приводим данные, рассчитанные из радиоактивного равновесия с U.

Газы H, He, N, Ne, Ar, Kr, Xe

Содержание в породах, например He, Ar, изменяется от возраста породы и содержания U, Th. Содержание других газов - Ne, Kr, Xe - для разных пород определялось случайно. Нет надежных данных для содержания H, (N) в породах, поэтому мы их здесь не приводим.

Таблица 4. Среднее содержание отдельных элементов в главных типах пород (в мас. %)

Элементы	Силикатная фаза каменных метеоритов — хондритов	Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты)	Основные породы (базальты, габбро, нориты, диабазы и др.)	Средние породы (диориты и андезиты)	Кислые породы (граниты, липариты, риолиты и др.)	Осадочные породы (глины и сланцы)	2 части кислых пород + 1 часть основных пород
1	2	3	4	5	6	7	8
Li	$2{,}3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Be	–	$(2\cdot10^{-5})$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	–	$5{,}5\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$
B	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$(4\cdot10^{-3})$	$1\cdot10^{-3}$	–	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$
C	$4\cdot10^{-2}$	$(1\cdot10^{-2})$	$(1\cdot10^{-2})$	–	$3\cdot10^{-2}$	1,2	$2{,}3\cdot10^{-2}$
N	$9\cdot10^{-5}$	–	–	–	$3{,}6\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	(?)
O	41,02	43,00	44,80	46,10	48,66	51,84	47,3
F	–	$(1\cdot10^{-2})$	$3{,}7\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$6{,}6\cdot10^{-2}$
Na	$6{,}7\cdot10^{-1}$	$5{,}7\cdot10^{-1}$	1,94	3,0	2,77	0,66	2,50
Mg	15,82	14,10	4,50	2,18	0,56	1,34	1,70
Al	1,74	2,88	8,76	8,85	7,70	10,45	8,10
Si	20,57	20,20	22,80	26,00	32,30	24,8	29,1
P	$1{,}6\cdot10^{-1}$	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$1{,}4\cdot10^{-1}$	$1{,}6\cdot10^{-1}$	$7\cdot10^{-2}$	$7{,}7\cdot10^{-1}$	$9\cdot10^{-2}$
S	(1,8)*	$3\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-1}$	$9\cdot10^{-2}$
Cl	$5\cdot10^{-2}$	$(2\cdot10^{-2})$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$2{,}3\cdot10^{-2}$
K	$(2\cdot10^{-1})$**	$(5\cdot10^{-1})$**	$8{,}3\cdot10^{-1}$	2,31	3,34	2,28	2,50
Ca	1,97	7,70	6,72	4,65	1,58	2,53	3,30
Sc	$5{,}3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$2{,}4\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$
Ti	$1{,}7\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$9\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-1}$	$2{,}3\cdot10^{-1}$	$4{,}5\cdot10^{-1}$	$4{,}4\cdot10^{-1}$
V	$7\cdot10^{-3}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-3}$
Cr	$3{,}9\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$5{,}6\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}17\cdot10^{-2}$
Mn	$2{,}96\cdot10^{-1}$	$1{,}3\cdot10^{-1}$	$2{,}2\cdot10^{-1}$	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-2}$	$6{,}7\cdot10^{-2}$	$1{,}0\cdot10^{-1}$
Fe	(15,64)	9,85	8,56	5,85	2,70	3,33	4,65
Co	$(4{,}5\cdot10^{-2})$	$2\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$2{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$
Ni	$1\cdot10^{-1}$	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$5{,}5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$9{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$
Cu	$(1{,}5\cdot10^{-4})$	$(8\cdot10^{-3})$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5{,}7\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$
Zn	$(\sim10^{-3})$	$5\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$7{,}2\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Ga	–	$4\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$2{,}6\cdot10^{-3}$
Ge	$(5\cdot10^{-4})$	–	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$(1{,}5\cdot10^{-4})$	$3\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$
As	$3\cdot10^{-5}$	$2{,}8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$6{,}6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$
Se	–	–	–	–	–	$6\cdot10^{-5}$	(10^{-6})
Br	$6\cdot10^{-4}$	$(1\cdot10^{-4})$	$3\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$
Rb	$5{,}5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$2{,}8\cdot10^{-2}$
Sr	$2\cdot10^{-3}$	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$4{,}4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-2}$	$3{,}5\cdot10^{-2}$
Y	$7\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
Zr	$3{,}3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$
Nb	$5\cdot10^{-5}$	$(1{,}5\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
Mo	$(6\cdot10^{-5})$	$(4\cdot10^{-5})$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$1{,}9\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$
Ru	–	–	–	–	–	–	$(10^{-8}?)$
Rh	–	–	–	–	–	–	$(1\cdot10^{-7}?)$
Pd	–	$(1{,}5\cdot10^{-5})$	$(3{,}5\cdot10^{-6})$	–	$(1\cdot10^{-6})$	–	$(2\cdot10^{-6})$
Ag	–	$(3\cdot10^{-5})$	$(3\cdot10^{-5})$	–	$(1{,}5\cdot10^{-5})$	$(9\cdot10^{-5})$	$(2\cdot10^{-5})$
Cd	–	–	$1{,}9\cdot10^{-5}$	–	$1\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-5}$
In	$(2\cdot10^{-5})$	$(1{,}3\cdot10^{-6})$	–	–	$1{,}2\cdot10^{-5}$	–	(10^{-5})
Sn	$4{,}5\cdot10^{-4}$	–	$6\cdot10^{-4}$	–	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$3{,}2\cdot10^{-3}$
Sb	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-5}$
Te	–	–	–	–	–	–	(10^{-7})
J	$(1\cdot10^{-4})$	$8\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-5}$
Cs	$(1\cdot10^{-6})$	–	–	–	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$(1\cdot10^{-3})$
Ba	$6\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2{,}7\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$6{,}4\cdot10^{-2}$

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
La	$2\cdot10^{-4}$	–	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4{,}6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$
Ce	$2{,}3\cdot10^{-4}$	–	$\sim10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$(4\cdot10^{-3})$
Pr	$1\cdot10^{-4}$	–	$1{,}3\cdot10^{-4}$	–	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$
Nb	$3{,}5\cdot10^{-4}$	–	$(\sim1\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Pm	?	?	?	?	?	?	?
Sm	$1\cdot10^{-4}$	–	$(1{,}5\cdot10^{-4})$	–	$6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$(4\cdot10^{-4})$
Eu	$(3\cdot10^{-5})$	–	–	–	$(1{,}7\cdot10^{-4})$	$(1\cdot10^{-4})$	$(\sim10^{4})$
Cd	$(2\cdot10^{-4})$	–	$(2\cdot10^{-4})$	–	$(1\cdot10^{-3})$	$5\cdot10^{-4}$	$(7\cdot10^{-4})$
Tb	$(6\cdot10^{-5})$	–	–	–	$(2{,}5\cdot10^{-4})$	$9\cdot10^{-5}$	$(\sim10^{-4})$
Dy	$(2\cdot10^{-4})$	–	$(1{,}5\cdot10^{-4})$	–	$(5\cdot10^{-4})$	$4\cdot10^{-4}$	$(4\cdot10^{-4})$
Ho	$(7\cdot10^{-5})$	–	–	–	–	$(1\cdot10^{-4})$	?
Er	$(2\cdot10^{-4})$	–	$1\cdot10^{-4}$	–	$(2{,}5\cdot10^{-4})$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$(2\cdot10^{-4})$
Tm	$(3{,}5\cdot10^{-4})$	–	–	–	$(2\cdot10^{-4})$	$(2\cdot10^{-5})$	$(1\cdot10^{-4})$
Yb	$(2\cdot10^{-4})$	–	$1\cdot10^{-4}$	–	$(2\cdot10^{-4})$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$(2\cdot10^{-4})$
Lu	–	–	–	–	$(2\cdot10^{-4})$	$(2\cdot10^{-5})$	$(1\cdot10^{-4})$
Hf	$(6\cdot10^{-5})$	$(6\cdot10^{-5})$	$(2\cdot10^{-4})$	$(5\cdot10^{-4})$	$(4\cdot10^{-4})$	$(4\cdot10^{-4})$	$(3\cdot10^{-4})$
Ta	$5\cdot10^{-5}$	$7{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$2{,}7\cdot10^{-4}$
W	–	–	$(1\cdot10^{-3})$	$1\cdot10^{-4}$	–	–	?
Re	$(8\cdot10^{-8})$	–	$(6\cdot10^{-6})$	–	$(6\cdot10^{-7})$	–	$(\sim10^{-7})$
Os	–	–	–	–	–	–	$(10^{-8}?)$
Ir	–	–	–	–	–	–	(10^{-7})
Pt	$(1\cdot10^{-6})$	–	–	–	–	–	$(5\cdot10^{-7})$
Hg	$(1\cdot10^{-6})$	–	$9\cdot10^{-6}$	–	$4\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-5}$	$6\cdot10^{-6}$
Au	–	$(1\cdot10^{-5})$	$(3{,}5\cdot10^{-6})$	–	$(1\cdot10^{-6})$	–	$(\sim10^{-7})$
Tl	–	$(6\cdot10^{-6})$	$2\cdot10^{-5}$	$(1{,}5\cdot10^{-5})$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$(2\cdot10^{-4})$	$1{,}7\cdot10^{-4}$
Pb	$(2\cdot10^{-4})$	–	$8\cdot10^{-4}$	$(1{,}5\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$
Bi	$(7\cdot10^{-6})$	–	–	–	$(2\cdot10^{-4})$	$(1\cdot10^{-4})$	$(\sim10^{-5})$
Po	$7{,}4\cdot10^{-16}$	$2{,}2\cdot10^{-16}$	$5{,}9\cdot10^{-15}$	$1{,}3\cdot10^{-14}$	$2{,}6\cdot10^{-11}$	$2{,}4\cdot10^{-14}$	$2\cdot10^{-14}$
Rn	$2{,}2\cdot10^{-17}$	$6{,}5\cdot10^{-18}$	$1{,}7\cdot10^{-16}$	$3{,}9\cdot10^{-16}$	$7{,}6\cdot10^{-16}$	$6{,}9\cdot10^{-16}$	$6\cdot10^{-16}$
Ra	$3{,}4\cdot10^{-12}$	$1\cdot10^{-12}$	$2{,}7\cdot10^{-11}$	$6\cdot10^{-11}$	$1{,}2\cdot10^{-10}$	$1\cdot10^{-10}$	$9\cdot10^{-11}$
Ac	$2{,}1\cdot10^{-15}$	$6{,}4\cdot10^{-16}$	$1{,}7\cdot10^{-14}$	$3{,}8\cdot10^{-14}$	$7{,}4\cdot10^{-14}$	$6{,}8\cdot10^{-14}$	$5{,}5\cdot10^{-14}$
Th	$1\cdot10^{-4}$	$(6\cdot10^{-4})$	$3\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$
Pa	$3{,}5\cdot10^{-12}$	$1\cdot10^{-12}$	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$6{,}2\cdot10^{-11}$	$1{,}2\cdot10^{-10}$	$1{,}1\cdot10^{-10}$	$9\cdot10^{-11}$
U	$1{,}1\cdot10^{-5}$	$(3\cdot10^{-6})$	$8\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$

*Высокое содержание S обусловлено всецело включением сульфидов.

**По наиболее точным современным определениям K в силикатной фазе хондритов 0,085% K [49], а в ультраосновных породах (дунитах) $\leqslant 1\cdot10^{-3}$% [79].

мер V, Sr, Ba и многих других в одних и тех же породах из разных мест (изучение одним и тем же автором). Эта неоднородность, например гранитов, безусловно связана с многократными процессами переплавления и не является первичной неоднородностью. Ранкама, например, указал на повышение содержания Li, Be, Rb, TR, Ta и др. в более молодых гранитах. Таким образом имеет значение геологический возраст породы. Изменения в содержании отдельных элементов от одного типа пород к другому довольно различны. Изменение содержания от одного типа пород к другому для 10 обычных элементов, как известно, невелико, но характерно. Исключение составляет K, содержание которого от ультраосновных пород к кислым изменяется почти в 1000 раз. В несколько раз изменяется содержание P, S, U, As, Br, J, Mn, Mo, W, In, TR.

Содержание большинства химических элементов изменяется в 10 раз – Li, Rb, Cs, Tl, B, Sr, Ba и т.д. Но содержание Cr, Co, Ni, Cu изменяется от ультраосновных пород до кислых в 100 раз. Две различные тенденции в изменении содержания химических элементов легко заметить – содержание одних сопряженных групп элементов увеличи-

вается от ультраосновных пород к кислым, других – уменьшается в том же направлении. Примером значительного изменения содержания от ультраосновных пород в сторону кислых пород представляет связное поведение всех щелочных элементов (и Tl^{1+}) благодаря близости их химических свойств при достаточно различном эффективном радиусе их ионов. Другой пример связного поведения всех элементов так называемой переходной группы от Sc до Ni (к ним примыкают Cu и Zn), имеющих близкие эффективные радиусы ионов, но значительно различающихся по своим химическим свойствам; их содержание сопряженно падает от ультраосновных или основных пород к кислым и т.п.

Изменение содержания редких элементов, особенно имеющих литофильный характер, коррелируется с изменением минералогического состава породы. Более сложно, по-видимому, поведение химических элементов, не образующих соединений с силикатами (хотя бы частично), например Pt, Pb, Cu и многие другие. Нередко их содержание коррелируется с содержанием S.

Содержание отдельных элементов в осадочных породах (глины и сланцы), именно уровень их содержания, как видно из табл. 4, определяется тем типом массивных пород, в которых содержание данного химического элемента является наивысшим. Поясним примером. Содержание Ti, V, Cr, Co, Ni и др. в основных породах выше, чем в кислых. В осадочных породах их содержание выше, чем в кислых породах, следовательно, источником их в осадках были не граниты, а основные (и ультраосновные) породы. Содержание других элементов в осадочных породах, например Li, Rb, Cs и т.д. выше, чем в основных породах; источником были кислые породы, содержащие их в наибольшем количестве, и т.д.

Далее данные показывают на исключительно высокое содержание некоторых элементов в осадочных породах, например C, Hg, Se, B, S, As, Cl и др., источником их были, очевидно, дымы. С другой стороны, осадочные породы содержат очень мало (по сравнению с магматогенными породами) Mg, Na и других подвижных химических элементов, что связано с их выносом в реки и в море. Как известно, глины и сланцы несколько различаются по составу в зависимости от происхождения, морского или терригенного характера.

Из данных для 10 обычных элементов установлено правило, по которому средний состав осадочных пород и, следовательно, земной коры может быть получен, если взять средний состав смеси из 2 частей гранита и 1 части базальта. Если исключить химические элементы, которые накапливаются в осадках из дымов или активно вымываются водами, то содержание большинства более редких элементов – Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Ba, Pb, Th, U и многих других – в осадочных породах дает значение, равное вычисленному из отношения 2 частей гранита и 1 части базальта. Это косвенно указывает на правильность полученных нами средних данных для отдельных типов пород.

Представляет интерес сравнение химического состава кислых пород, и в частности гранитов, с осадочными породами. Это особенно важно в связи с широко распространенными ныне взглядами о происхождении гранитов путем так называемой гранитизации, превращения древних осадочных пород в кристаллическую массивную породу. Средние составы гранитов и глин+сланцы, в общем, близки, но обращает внимание исключительно высокое содержание в осадочных породах Cr, Ni, Co, Ti, V и др. по сравнению с их содержанием в гранитах – в 10–100 раз. Следовательно, принимая процесс гранитизации древних осадков (богатых тяжелыми металлами), мы должны найти в нем пути сброса этого материала и нахождения его в природе. С другой стороны, представляет интерес сравнить полные составы ультраосновных пород, в частности дунитов, с более кислыми породами и с составом вещества каменных метеоритов–хондритов. Ультраосновные породы – дуниты, перидотиты, пироксениты и другие оливиновые породы содержат мало Al, K и мало Ti. Высокое содержание Ti по табличным данным, по-видимому, объясняется тем, что анализу были подвергнуты образцы пород с ассоциированной с ними титаномагнетитовой рудой. Ti обычно много в основных породах. Вообще содержание всех других химических элементов в ультраосновных породах,

особенно дунитах, резко их отличает от основных и всех других пород земной коры. С другой стороны, детальное сравнение полного химического состава дунитов и силикатной фазы каменных метеоритов–хондритов – указывает на их тождество[4]. Это повторяется в деталях их состава. Некоторое превышение содержания Ni, Cr, Fe в силикатной фазе по сравнению с дунитами объясняется трудностью отделения силикатной фазы от метеоритного железа и троилита, богатых этими элементами, и т.п. Несогласие в содержании, например Nb, As и некоторых других элементов, опять-таки связано с анализом образцов ультраосновных пород, богатых рудными компонентами.

Все эти данные заставляют принять существование глубже базальтового слоя земной коры оболочки из ультраосновных пород, именно дунитовой. Из геохимии хрома и других элементов явно следует, что эта оболочка принимает участие в образовании земной коры – литосферы. Однако, как следует из табличных данных, эта оболочка могла бы быть источником и многих других химических элементов, даже тех, которые находятся в ней в минимальных количествах, как, например, Ti, Al, K и др. Но для этого потребовалось бы "переработать" огромную мощность дунитовой оболочки, и земная кора, в свою очередь, не была бы такой, какой ее сейчас определяют.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боровик С.А., Лизунов Н.В., Щербина В.В.* Галлий в минералах и рудах СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. Вып. 3. С. 150–158.
2. *Боровик С.А., Прокопенко Н.М., Покровская Т.Л.* Распространение индия в горных породах // Докл. АН СССР. 1939. Т. 25, № 7. С. 620–624.
3. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 278 с.
4. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. М.: Изд-во МГУ, 1955. 15 с.
5. *Виноградов А.П.* Изотопы свинца и их геохимическое значение // Сессия АН СССР по мирному использованию атомной энергии, 1–5 июля 1955 г.: Пленар. заседание. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 60–79.
6. *Виноградов А.П.* Иод в морских илах. О происхождении иод-бромных вод нефтеносных районов // Тр. Биогеохим. лаб. 1939. Т. 5. С. 19–46.
7. *Гольдшмидт В.М., Бауэр Г., Витте Г.* К геохимии щелочных металлов. II. // Сборник статей по геохимии редких элементов. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. С. 192–206.
8. *Гольдшмидт В.М., Берман Г., Гауптман Г., Петерс К.* К геохимии щелочных металлов. I. // Там же. С. 185–192.
9. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии бериллия // Там же. С. 86–98.
10. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии благородных металлов // Там же. С. 98–120.
11. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии бора. I. // Там же. С. 120–123.
12. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии бора. II. // Там же. С. 123–136.
13. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии галлия // Там же. С. 72–86.
14. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии германия // Там же. С. 144–163.
15. *Гольдшмидт В.М., Петерс К.* К геохимии скандия // Там же. С. 53–72.
16. *Гольдшмидт В.М., Штрок Л.В.* К геохимии селена. II // Там же. С. 168–185.
17. *Дели Р.А.* Изверженные породы и глубины Земли. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 591 с.
18. *Комлев Л.В.* К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии: Распределение радиоактивных элементов в Средней Азии: Распределение урана и тория в породах магматического комплекса Карамазара // Тр. Гос. радиац. ин-та. 1938. Т. 4. С. 331–350.
19. *Малюга Д.П.* К вопросу о корреляции пермских пестроцветов по содержанию группы железа // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58, № 8. С. 1709–1711.
20. *Малюга Д.П.* О соотношениях между элементами семейства железа в изверженных горных породах // Там же. № 9. С. 1981–1984.
21. *Сауков А.А.* Геохимия ртути. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 129 с.
22. *Селиванов Л.С.* Хлор и бром в массивных кристаллических породах // Докл. АН СССР. 1940. Т. 28, № 9. С. 820–824.
23. *Толмачев Ю.М., Филиппов А.Н.* О нахождении лития, рубидия и цезия в базальтах, гранитах, полевых шпатах и глинистых сланцах // Академику В.И. Вернадскому. К 50-летию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 1. С. 203–221.
24. *Федосов М.В.* Мышьяк в воде Азовского, Черного и Каспийского морей // Докл. АН СССР. 1940. Т. 27, № 3. С. 234–236.

[4] Исключение представляет, по-видимому, лишь Ca; S в хондритах – сульфидная.

25. *Adams J.A.S.* The uranium geochemistry of Lassen Volcanic National Park, California // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 8, N 1/2. P. 74–85.
26. *Ahrens L.H.* The abundance of tallium in the Earth's crust // Science. 1947. Vol. 106. P. 268–270.
27. *Ahrens L.H.* Spectrochemical analysis of some of the rare elements in the granite and diabase samples // Bull. Geol. Surv. USA. 1951. N 980. P. 53–57.
28. *Ahrens L.H.* The lognormal distribution of the elements // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 2. P. 49–73.
29. *Ahrens L.H., Pinson W.H., Kearns M.M.* Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites // Ibid. 1952. Vol. 2, N 4. P. 229–242.
30. *Assarsson G.* Vanadiumgehalt der schwedischen Ölschiefer und das Auftreten des Vanadiums // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1941. Vol. 63. P. 182.
31. *Barth T.F.* On the geochemical cycle of fluorine // J. Geol. 1947. Vol. 55. P. 420–426.
32. *Behne W.* Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 3, N 4. P. 186–215.
33. *Bøgvad R., Nielsen A.H.* Vanadium content in a series of Danish rocks // Medd. Dan. geol. foren. 1945. Bd 10, N 5. P. 532–540.
34. *Breger I.* Radioactive equilibrium in ancient marine sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 8, N 1/2. P. 63–73.
35. *Brewer F.M., Cox J.D., Morris D.F.C.* The occurrence of germanium in blende // Ibid. N 3. P. 131–136.
36. *Brown H.* A table of relative abundances of nuclear species // Rev. Mod. Phys. 1949. Vol. 21. P. 625–634.
37. *Bülow B. Fr. von, Otto K.* Der Arsengehalt von Wasser, Grund und Umgebung des "Roten Sees" sowie der Werra und einiger ihrer Zuflüsse nahe Witzenhausen // Arch. Hydrobiol. 1930. Vol. 22. P. 129–130.
38. *Butler J.R.* The geochemistry and mineralogy of rock weathering. 1. The Lizard area, Cornwall // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N 4. P. 157–178.
39. *Butler J.R.* The geochemistry and mineralogy of rock weathering. 2. The Nordmark area, Oslo // Ibid. 1954. Vol. 6, N 5/6. P. 268–281.
40. *Carobbi G., Pieruccini R.* Dosatura spectrografica del rame in alcune rocce sedimentarie dell' Apennino Toscano ed Emiliano // Spectrochim. acta. 1941. Vol. 2, N 1. P. 32–44.
41. *Cauer H.* Der Blaneologe. Berlin: Springer, 1936. Vol. 3. 180 p.
42. *Chackett K.F., Golden J., Mercer E.R., Paneth F.A., Reasbeck P.* The Beddgelert meteorite // Geochim. et cosmochim. acta. 1950. Vol. 1, N 1. P. 3–14.
43. *Clarke F.W.* The data of geochemistry. 5th ed. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1924. 841 p.
44. *Clarke F.W., Steiger G.* The relative abundance of several metallic elements // J. Wash. Acad. Sci. 1914. Vol. 4. P. 57–62.
45. *Clarke F.W., Washington H.S.* The composition of the Earth's crust // Bull. Geol. Surv. US. Profess. Pap. 1927. N 127. P. 1–117.
46. *Coats R.R.* Geology of Buldir Island, Aleutian Islands, Alaska // Bull. Geol. Surv. Us. 1953. N 989. P. 1–26.
47. *Davis G.L.* Radium content of ultramafic igenous rocks. 1. Laboratory investigation // Amer. J. Sci. 1947. Vol. 245, N 11. P. 677–693.
48. *Davis G.L.* Radium content of ultramafic igneous rocks. 3. Meteorites // Ibid. 1950. Vol. 248, N 2. P. 107–111.
49. *Dijk T. van, Jager C. de, Metter J. de.* Uranium content of a stone meteorite // Mém. Soc. roy. sci. Liege. Quatr. ser. 1954. Vol. 14. P. 494–505.
50. *Edwards G., Urey H.C.* Determination of alkali metals in temeorites by a distillation process // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 7, N 3/4. P. 154–168.
51. *Engelhardt W.V.* Die Geochemie des Barium // Chem. Erde. 1936. Bd. 10. S. 187–246.
52. *Erämetsä O., Sahama Th.G., Viljo K.* Spectrographic determination of rubidium and caesium in some finnish minerals and rocks // Bull. Commis. geol. Finl. 1943. N 128. P. 80–86.
53. *Evans R., Goodman C.* Radioactivity of rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1941. Vol. 52. P. 459–465.
54. *Fairbairn H.W., Ahrens I.H., Gorfinkle L.G.* Minor element content of Ontario diabase // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 3; N1. P. 34–46.
55. *Fellenberg Th.* Zur Geochemie des Iods. 2 // Biochem. Ztschr. 1927. Bd. 187. S. 1–6.
56. *Fleischer M., Murata K.J., Fletcher J.D., Narten P.F.* Geochemical association of niobium and titanium and its geological and economic significance // US Dept. Inter. Geol. Serv. Circ. 1952. Vol. 225. P. 1–13.
57. *Földvarini M., Vogl M.* Examination of molybdenum content in rocks of the Velence mountain with spectral analytic methods // Magy. állami földt. intéz. evi jelent. 1947. Vol. 9. B1/6. P. 21–38.
58. *Füster et al.* Analysis quimicos de rocas epanolas. 1954.
59. *Gautier A.* // C.r. 1923. Vol. 176. P. 1570.
60. *Goldich S.* Evolution of the Central Texas granites // J. Geol. 1941. Vol. 49. P. 697–720.
61. *Goldschmodt V.M.* Geochemistry. Oxford: Clarendon press, 1954. 731 p.
62. *Harris P.G.* Distribution of germanium among coexisting phases of partly glassy rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 55, N 4. P. 185–195.

63. *Heide F., Lerz H.* Zur Geochemie des Bleies // Chem. Erde. 1955. Bd. 17, H. 3. S. 217–222.
64. *Heide F., Moenke H.* Zur Geochemie des Arsens // Ibid. S. 181–186.
65. *Heide F., Singer E.* Zur Geochemie des Cu und Zn // Naturwissenschaften. 1950. Bd. 37. S. 541–542.
66. *Hess V.F.* The interior of the Earth viewed in relation to earthquake causes. 2. What radioactivity tells us about the interior of the Earth // J. Appl. Phys. 1943. Vol. 14, N 3. P. 116–120.
67. *Hevesy G.von.* The chemistry and the geochemistry of the titanium group // J. Chem. Soc. (London). 1931. P. 1–16.
68. *Hevesy G.von.* Die geochemische und kosmische Häufigkeit des Bleis // Fortschr. Miner. Krist. Petrogr. 1932. Bd. 16, N 2. S. 147–161.
69. *Hevesy G.von., Alexander E., Würstlini K.* Abundance of elements of the vanadium group in eruptive rocks // Ztschr. anorg. und allg. Chem. 1930. Bd. 194, N 4. S. 316–322.
70. *Hevesy G.von, Hobbie R.* Die Ermittlung des Molybdän- und Wolframgehalt von Gesteinen // Ibid. 1933. Bd. 212, N 1. S. 134–144.
71. *Hevesy G.von., Hobbie R., Holmes A.* Lead content of rocks // Nature. 1931. Vol. 128, N 3242. P. 1038–1040.
72. *Hevesy G.von, Merkele A., Würstlin K.* Die Häufkeit des Chroms und Mangans // Ztschr. anorg. und allg. Chem. 1934. Bd. 219, N 2. S. 192–196.
73. *Hevesy G.von, Würstlin K.* Die Häufigkeit des Zikronium // Ibid. Bd. 216, N 4. S. 305–311.
74. *Hevesy G.von, Würstlin K.* Über die Häufigkeit des Atrontiums // Ibid. S. 312–314.
75. *Higazy R.A.* Trace elements of volcanic ultrabasic potassic rocks of Southwestern Uganda and adjoining part of the Belgian Congo // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 1. P. 39–70.
76. *Hillebrand W.T.* Distribution and quantitative occurence of vanadium and molybdenum in rocks of the United States // Amer. J. Sci. 1898. Vol. 6. P. 209–212.
77. *Hoffman J.* Uber in Süsswasser gelöste und von Sedimenten mitgerissen Uranmengen // Chem. Erde. 1942. Bd. 14. S. 234–252.
78. *Holmes A., Harwood H.F.* Petrology of the volcanic fields east and south-east of Ruwenzori, Uganda // Quart. J. Geol. Soc. London. 1932. Vol. 88. P. 370–442.
79. *Holmes A., Harwood H.F.* The volcanic area of Bufumbira. 2. Petrology // Mem. Geol. Surv. Uganda. 1937. N 3, pt 2. P. 1–300.
80. *Holyk W., Ahrens L.H.* Potassium in ultramafic rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N 5. P. 241–250.
81. *Hörmann H.* см.: *Goldschmidt V.M.* [61].
82. *Hotz P.E.* Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pennsylvania // Bull. Geol. Soc. Amer. 1953. Vol. 63, N 6. P. 675–704.
83. *Hougen H., Klüver E., Løkke O.A.* Research work on Norwegian clays. 5. Chemical analysis. Oslo: Stat Rastoffkom publ., 1925. N 22. 21 p.
84. *Hybbinette A.-G., Sandell E.B.* Determination of germanium in silicat rocks // Ind. and Eng. Chem. Anal. Ed. 1942. Vol. 14, N 9. P. 714–716.
85. *Ishimori T.* Gehalt an Mo in japanischen vulkanischen Gesteinen // Bull. Chem. Soc. Jap. 1951. Vol. 24. P. 251–252.
86. *Joly J.* The radioactivity of the rocks of the St. Gothar Tunnel // The London, Edinburgh and Dublin Philos. Mag. J. Sci. Ser. 6. 1912. Vol. 23. P. 201–211.
87. *Jost K.* Über Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und desimentären Lagerstätten // Chem. Erde. 1932. Bd. 7. S. 177–184.
88. *Junner N.R., James W.T.* Chemical analyses of Gold Coast rocks; ores and minerals // Bull. Geol. Surv. Gold Coast. 1947. N 15. P. 1–56.
89. *Keevil N.B.* Thorium≠uranium ratios of rocks and their relation to lead ore genesis // Econ. Geol. 1938. Vol. 33, N 7. P. 685–696.
90. *Keevil N.B.* Thorium /uranium ratios in rocks and minerals // Amer. J. Sci. 1944. Vol. 242, N 6. P. 309–321.
91. *King B.C., Swardt A.M.J.de.* The geology of the Osi area, Ilorin Province // Bull. Geol. Surv. Nigeria. 1949. Vol. 20. P. 1–92.
92. *Koczy F.* Thorium in sea water and marine sediments // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1949. Vol. 71, pt 2, N 457. P. 238–242.
93. *Korithing S.* Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor // Geochim. et cosmochim. acta. 1951. Vol. 1, N 2. P. 89–117.
94. *Kuroda P.K., Sandell E.B.* Chlorine in igneous rocks. Some aspect of the geochemistry of chlorine // Bull. Geol. Soc. Amer. 1953. Vol. 64, N 8. P. 879–896.
95. *Kuroda P.K., Sandell E.B.* Geochemistry of molybdenum // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 1. P. 35–63.
96. *Kvalheim A.* On the spectrochemical determination of vanadium in iron ores and slags // Norsk geol. tidsskr. 1942. Vol. 21, N 4. P. 245–267.
97. *Kvalheim A., Strock L.* Spectrochemical determination of scandium in silicate rocks // Spectrochim. acta. 1939. Vol. 1, N 3. P. 221–226.

98. *Låndergren S.* Contribution to the geochemistry of boron // Ark. kemi, miner. och geol. 1945. Bd 19, N 25. S. 1–7; N 26. S. 1–31.
99. *Landergren S.* On the geochemistry of swedish iron ores and associated rocks. A study on iron-ore formation // Sver. geol. unders. C. Ärsbok. 1948. N 496. P. 1–182.
100. *Lane A.* см.: *Clarke F.* [43].
101. *Leipert.* Bromgehalt in mineralischen, kohligen und bituminosen Ablagerungen // Ztschr. prakt. Geol. 1936. Bd. 44, H. 8. S. 117–123.
102. *Leutwein F.* Über das Vorkommen einiger seltener Elemente in metamorphen Gesteinen des Schwarzwaldes // Vorläufige Mitt. Zent. Miner. Geol. A. 1939. S. 123–128.
103. *Leutwein F.* Geochemie und Vorkommen des Vanadiums // Ber. Freiberger geol. Ges. A. 1941. N 18. S. 73–83.
104. *Leutwein F.* Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens. B.: Akad. Verlag, 1951. 44 S.
105. *Lokka L.* Chemical analysis of Finnish rocks // Bull. Commis. geol. Finl. 1950. N151. P. 1–75.
106. *Lunde G.* Vorkommen von Pt in Norvegischen Gesteinen // Ztschr. anorg. und allg. Chem. 1927. Bd. 161. S. 1–20.
107. *Lunde G.* Über das Vorkommen des Platins in Norvegischen Gesteinen und Mineralen. Beitrag zur Geochemie der Platinmetalle // Ibid. 1928. Bd. 173. S. 168–176.
108. *Lunde G., Fellenberg Th. de.* Contribution à la géochimie de l'iode // Norsk geol. tidsskr. 1926. Vol. 9. P. 48–64.
109. *Lundgårdh P.H.* Rock composition and development in Central Roslagen, Sweden // Ark. kemi, miner. och. geol. A. 1946. Vol. 23, N 9. P. 1–160.
110. *Lundegårdh P.H.* Some aspect of the determination and distribution of zinc // Kgl. sven. lantbrukshögskol. Ann. 1948. Vol. 15. P. 1–36.
111. *Lundegårdh P.H.* The geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc // Sver. geol. unders. C. Ärsbok. 1949. Vol. 43, N 11. P. 1–56.
112. *Merrill G.P.* A report of research on the chemical and mineralogical compozition of meteorites with especial references to their minor constituents // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1916. Vol. 14, N. 2. P. 429–431.
113. *Merill G.P.* Composition and structure of meteorites // Bull. US Nat. Mus. 1930. N 149. P. 1–62.
114. *Minami E.* Selengehalt von europäischen und japanischen Tonschiefern // Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math-phys. Kl. 1933. Bd. 1. S. 143–145.
115. *Minami E.* Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Tonschiefern // Ibid. 1935. Bd. 1. S. 155–170.
116. *Nockolds S.R.* Average chemical compositions of some igneous rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 10. P. 1107–1032.
117. *Nockolds S.R., Allen R.* The geochemistry of some igneous rock series // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N 3. P. 105–142.
118. *Nockolds S.R., Allen R.* The geochemistry of some igneous rock series. 2 // Ibid. 1954. Vol. 5, N 6. P. 245–285.
119. *Nockolds S.R., Mitchell R.L.* The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1944/1948. Vol. 61, pt 2. P. 533–575.
120. *Noddack I.* Die Hänfigkeit der seltenen Erden in Meteoriten // Ztschr. anorg. und allg. Chem. 1935. Bd. 225. S. 337–364.
121. *Noddack I., Noddack W.* Die Häufigkeit der chemischen Elemente // Naturwissenschaften. 1930. Bd. 18, H. 35. S. 674–757.
122. *Noddack I., Noddack W.* Zur Geochemie des Rheniums // Ztschr. phys. Chem. 1931. Bd. 154. S. 207–244.
123. *Noddack I., Noddack W.* Die geochemischen Verteilungskoefficienten der Elemente // Sven. kem. tidskr. 1934. Bd 46. S. 173–201.
124. *Noll W.* Geochemie des Strontiums // Forschr. Miner. Krist. Petrogr. 1932. Bd. 17. S. 440–442.
125. *Onishi H., Sandell E.B.* Geochemistry of arsenic // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 7, N 1/2. P. 1–33.
126. *Onishi H., Sandell E.B.* Notes on the geochemistry of antimony // Ibid. Vol. 8, N 4. P. 213–221.
127. *Ottemann J.* Untersuchung zur Verteilung von Spurenelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen und einigen gesteinsbildenden Mineralien des Harzes // Ztschr. angew. Mineral. 1940. Bd. 3. S. 142–169.
128. *Palmquist S.* Geochemical studies on the iron-bearing Liassic series in Sounthern Sweden // Medd. fr. Lunds Geol.-Miner. Inst. 1935. Vol. 60. 204 p.
129. *Paneth F., Koeck W.* Helium. 10. Determination of traces of radium // Ztschr. phys. Chem. 1931. S. 145–161.
130. *Patterson C.C.* The $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages of some stone meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 7, N 3/4. P. 151–153.
131. *Patterson C.C., Tilton G., Inghram M.* Age of the Earth // Science. 1955. Vol. 121, N 3134. P. 69–74.

132. *Patterson E.M., Swaine D.J.* A petrochemical study of tertiary tholeiitic basalts. The middle laves of the Antrim Plateau // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 8, N 4. P. 131–181.
133. *Pettersson H., Rotschi H.* The nickel content of deep-sea deposits // Ibid. 1952. Vol. 2, N 2. P. 81–90.
134. *Pinson W.H., Ahrens L.H., Frank M.L.* The abundance of Li, Sc, Sr, Ba and Zr in chondrites and some ultramafic rocks // Ibid. 1953. Vol. 4, N 5. P. 251–260.
135. *Poole J.H., Joly J.* The radioactivity of basalts and other rocks // The London, Edinburgh and Dublin Philosophic Mag. J. Sci. 1924. Vol. 48, N 287. P. 819–832.
136. *Powers H.A.* Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 7, N 1/2. P. 77–107.
137. *Preuss E.* Beiträge zur spektral-analytischen Methodik. 2. Bestimmung von Zn, Cd, Hg, In, Tl, Ge, Sn, Pb, Sb and Bi durch fraktionirte Destillation // Ztschr. angew. Miner. 1940. Bd. 3, H. 1. S. 1–7.
138. *Quervain F. de., Friedlaender C.* Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine // Beitr. Geol. Schweitz. Geotech. Ser. 1942. Bd. 20. S. 1–108.
139. *Rankama K.* The niobium and tantalum content of three Finnish Archaean granites // Bull. Commiss. geol. Finl. 1943. N 128. P. 34–39.
140. *Rankama K.* On the geochemistry of tantalum // Ibid. 1944. N 133. P. 1–78.
141. *Rankama K.* On the geochemical differentiation in the Earth's crust // Ibid. 1946. N 137. P. 1–39.
142. *Rankama K., Sahama Th.G.* Geochemistry. Chicago: Univ. Chicago press, 1955. 912 p.
143. *Рфов А.* см.: *Goldschmitt V.M.* Geochemistry. Oxford: Clarendon press, 1954. 731 p.
144. *Sahama Th.G.* Spurenelemente der Gesteine im sudlichen Finnisch Lappland // Bull. Commiss. geol. Finl. 1945. N 135. P. 84–86.
145. *Sahama Th.G.* On the chemistry of the east Pennoscandian rapakivi granites // Ibid. N 136. P. 15–67.
146. *Sahama Th.G., Vähätalo Veikko.* X-ray spectrographic study of the rare earths in some finnish eruptive ricks and minerals // Ibid. 1941. N 126. P. 50–83.
147. *Sandell E.B.* Abundances of tungsten in igneous rocks // Amer. J. Sci. 1946. Vol. 244, N 9. P. 643–648.
148. *Sandell E.B.* The gallium content of igneous rocks // Ibid. 1949. Vol. 247. N 1. P. 40–48.
149. *Sandell E.B.* The beryllium content of igneous rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1952. Vol. 2, N 4. P. 211–217.
150. *Sandell E.B., Goldich S.S.* The rarer metallic constituent of some american igneous rocks // J. Geol. 1943. Vol. 51, pt 1, N 2. P. 99–115; Pt 2, N 3. P. 167–189.
151. *Schneider W.A. (Jr.), Sandell E.B.* Photometric determination of traces of germanium after carbon tetrachloride extraction // Mikrochim. acta. 1954. P. 263–268.
152. *Senftle F.E., Koevil N.B.* Thorium-uranium ratios in the theory of genesis of lead ores // Trans. Amer. Geophus. Union. 1947. Vol. 28. P. 732–738.
153. *Shaw D.M.* The geochemistry of indium // Geochim. et cosmochim. acta. 1952. Vol. 2, N 3. P. 185–206.
154. *Shaw D.M.* The geochemistry of thallium // Ibid. N 2. P. 118–154.
155. *Shaw D.M.* Trace elements in pelitic rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 12. P. 1151–1183.
156. *Shepherd E.S.* Note on the fluorine content of rocks and ocena-bottom samples // Amer. J. Sci. 1940. Vol. 238, N 2. P. 117–128.
157. *Shimer J.A.* Spectrographic analusis of New England granites and pegmatites // Bull. Geol. Soc. Amer. 1943. Vol. 54, N 8. P. 1049–1066.
158. *Siebenthal C.E.* Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin region, Missori, Kansas and Oklahoma // Bull. Geol. Surv. USA. 1915. N 606. 283 p.
159. *Stock A., Cucuel Fr.* Die Verbreitung des Quecksilbers // Naturwissenshaften. 1934. Bd. 22. S. 390–393.
160. *Stoklasa J.* Über die Verbreitung des Jodes in der Natur und seine physiologische Bedeutung im pflanzliechen und tierischen Organismus // Ztschr. anorg. und allg. Chem. 1927. Bd. 40. S. 20–27.
161. *Strock L.W.* Zur Geochemie des Lithiums // Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phus. Kl. 1936. Bd. 4. S. 171–204.
162. *Sugawara K., Ioshimi M.* On the revision of the Clarke numbers of copper and zinc // Microchemie. 1915. P. 1093–1099.
163. *Szelenyi T.* Bauxitok berylliumtartalmanak szinképanalytikai meghatazásá // Math. Naturwiss. Anz. ungar. Akad. Wiss. 1937. Bd. 56. S. 231–246.
164. *Tongeren W. van.* On the occurence of rarer elements in the Netherlands East Indies. Amsterdam: D.B. Centen, 1938. 181 p.
165. *Tröger E.* Der Hehalt an seltenern Elementen bei Eruptivgesteinen // Chem. Erde. 1934/1935. Bd.9. S. 286–310.
166. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N1/2. P. 36–82.
167. *Vogt J.H.L.* // Econ. Geol. 1923. Vol. 18. P. 307.
168. *Vogt J.H.L.* On the average composition of the Earth's crust with particular reference to the contents of phosphoric and titanic acid // Skr. Norske vid.-akad. Oslo. Kl.1. 1931/1932. P. 1–48.
169. *Wager L.R., Mitchell R.L.* Preliminary observations on the distribution of trace elements in the rocks of the Skaergaard intrusion, Greenland // Miner. Mag. 1943. Vol. 26, N 180. P. 283–296.

170. *Wager L.R., Mitchell R.L.* The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma – a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland // Geochim. et cosmochim. acta.1951. Vol. 1, N3. P. 129–208.
171. *Wager L.R., Mitchell R.L.* Trace elements in a suite of Hawaiian lavas // Ibid. 1953. Vol. 3, N 5. P. 217–223.
172. *Wagoner L.* Determination of traces of antimony in soils and rocks // Trans. Amer. Inst. Mining and Met. Eng. 1901. Vol. 31. P. 808.
173. *Ward F., Lakin H.* Determination of traces of antimony in soils and rocks // Anal. Chem. 1954. Vol. 26, N 7. P. 1168–1173.
174. *Wasserstein B.* On the geochemistry of fluorine // Amer. Miner. 1947. Vol. 32, N 3/4. P. 211.
175. *Wasserstein B.* South African granites and their boron content // Geochim. et cosmochim. acta. 1951. Vol. 1, N 4/6. P. 329–338.
176. *Wedepohl K.H.* Untersuchungen zur Geochemie des Zinks // Ibid. 1953. Vol. 3. N 2/3. P. 93–142.
177. *Wedepohl K.H.* Einige Untersuchungen zur Geochemie des Bleis // Forshr. Miner. 1955. Bd. 33, H. 2. S. 145–146.
178. *Weed.* см.: *Clarke F.* (1905).
179. *Wells R.C.* Analyses of rocks and minerals from the laboratory of the United States Geological Survey, 1914–1936 // Bull. Geol. Surv. USA. 1937. N 878. P. 1–134.
180. *Wells R.C.* Relative abundance of nickel in the Earth's crust. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1943. 21 p.
181. *Williams K.T., Byers H.G.* Selenium in deep-sea deposits // Ind. and Eng. Chem. News Ed. 1935. Vol.13, N 17. P. 353–358.
182. *Young E.J.* Trace elements in recent marine sediments // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 12, pt 2. P. 1329.

АТОМНЫЕ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ СОЛНЦА И КАМЕННЫХ МЕТЕОРИТОВ*

Поскольку мною было принято одно первичное допущение о том, что материалом мантии Земли было вещество метеоритов [2], я искал среди работ, посвященных космической распространенности элементов, возможно строгого и на современном уровне сопоставления распространенности элементов на Солнце и в метеоритах – и не нашел. Это послужило основной причиной появления данной статьи в журнале. За последние годы ряд авторов, особенно Г. Юри [32], затем Х. Зюсс и Г. Юри [3] и др., исходя из данных главным образом по химическому составу метеоритов, а Р. Рассел, А. Унсёльд, Д. Гринстейн, Л. Аллер и другие астрофизики [7, 17, 26, 31], исходя из спектральных данных для небесных тел, стремились получить космическую распространенность элементов. Естественно, что при этом приходилось "усреднять" данные, которые относились и к метеоритам, и к планетам, и к звездам, и для туманностей и т.п. Там, где данные почему-либо отсутствовали, приходилось, пользуясь правилом Оддо–Харкинса, интерполировать. Вместе с тем в настоящее время хорошо известно, что звезды на разных этапах их революции имеют весьма неодинаковый химический состав. Достаточно напомнить, что известны звезды с особенно сильными линиями Ba, или Li, или Mg [5], или с каким-либо другим "аномальным" химическим составом [11]. Ближайшее знакомство в этом направлении с опубликованными данными убедило меня в том, что в настоящее время трудно или, может быть, невозможно документально получить распространенность элементов в Галактике. А может быть, это и принципиально невозможно в силу эволюции Галактики, эволюции звезд, и это надо выражать как-то иначе. Распространенность элементов (космическая или, точнее, галактическая), построенная тем или иным способом указывает лишь на некоторые тенденции. Мне представляется, что распространенность элементов имеет существенное значение лишь для отдельных частей Галактики, отдельных миров, солнечных систем и т.п. Наиболее реальное значение имеют локальные космические распространенности элементов для нашей Солнечной системы и прежде всего для Солнца и метеоритов.

Многочисленные спектральные астрономические данные, послужившие основанием для определения распространенности элементов на Солнце, сведены недавно Л. Аллером в его новой монографии [7]. Данные для каменных метеоритов (преимущественно для хондритов) за последние два-три года значительно менялись, особенно для более редких элементов. Наиболее точные данные получены были при помощи радиоактивного анализа. Полностью все данные для каменных метеоритов не были сведены, и поэтому мы их приводим ниже в таблице. Распространенность зависит от устойчивости ядер элементов и регулируется энергией связи ядер, магическими числами, оболочечным эффектом.

На правильность этих результатов указывает также применимость для них правила Оддо–Харкинса. Анализ всех указанных экспериментальных данных, полученных многими исследователями, показывает, что правило Оддо–Харкинса как для данных по метеоритам, так и для Солнца строго выдерживается за небольшим исключением весьма "аномального" блока из соседних элементов I и II вертикальной группы системы Д.И. Менделеева Cu, Zn, Ag, Cd, Au и Hg для метеоритов.

Кстати сказать, именно для этих элементов наблюдается наибольшая дисперсия

---

*Геохимия, 1962. № 4. С. 292–295.

Атомные распространенности элементов (Si = 1 · 10⁶ ат.)

Атомный номер	Элементы	Содержание в каменных метеоритах (хондритах) в мас.%*		Атомная распространенность элементов в метеоритах (хондритах)	Литература	Атомная распространенность элементов на Солнце (по [7])
		А	Б			
1	2	3	4	5	6	7
1	H	–	–	–	[7]	$3{,}16 \cdot 10^{10}$
2	He	–	–	–	–	–
3	Li	$3 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$6{,}75 \cdot 10^{1}$	[1]	$2{,}8819 \cdot 10^{-1}$
4	Be	$3{,}6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$6{,}23 \cdot 10^{1}$	[16]	$7{,}239 \cdot 10^{2}$
5	B	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2{,}86 \cdot 10^{1}$	[16]	$(1{,}58 \cdot 10^{3})$
6	C	$4 \cdot 10^{-2}$	0,15	$5{,}19 \cdot 10^{3}$	[1]	$1{,}658 \cdot 10^{7}$
7	N	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}12 \cdot 10^{1}$	[1]	$3{,}017 \cdot 10^{6}$
8	O	35,0	35,0	$3{,}43 \cdot 10^{6}$	[1]	$2{,}881 \cdot 10^{7}$
9	F	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}31 \cdot 10^{2}$	[1, 16]	–
10	Ne	–	–	–	[1, 32]	–
11	Na	$7 \cdot 10^{-1}$	$(0{,}65)–0{,}7 \cdot 10^{1}$	$4{,}75 \cdot 10^{4}$	[1, 32]	$3{,}512 \cdot 10^{4}$
12	Mg	14,0	15,0	$9{,}01 \cdot 10^{5}$	[1, 32]	$7{,}937 \cdot 10^{5}$
13	Al	1,30	1,3	$7{,}79 \cdot 10^{4}$	[1, 32]	$5{,}008 \cdot 10^{4}$
14	Si	18,0	18,0	$1 \cdot 10^{6}$	[1, 32]	$1 \cdot 10^{6}$
15	P	$5 \cdot 10^{-2}$	$0{,}1 \cdot 10^{-2}$	$2{,}52 \cdot 10^{3}$	[1, 32]	$6{,}914 \cdot 10^{3}$
16	S	2,0	2,0	$9{,}76 \cdot 10^{4}$	[1,32]	$6{,}304 \cdot 10^{5}$
17	Cl	$7 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$3{,}12 \cdot 10^{2}$	[1, 32]	–
18	Ar	–	–	–	–	–
19	K	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$3{,}40 \cdot 10^{3}$	[1,32]	$1{,}583 \cdot 10^{3}$
20	Ca	1,40	1,40	$5{,}45 \cdot 10^{4}$	[1, 32]	$4{,}465 \cdot 10^{3}$
21	Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2{,}09 \cdot 10^{1}$	[1]	$2{,}087 \cdot 10^{1}$
22	Ti	$5 \cdot 10^{-2}$	$6{,}5 \cdot 10^{-2}$	$1{,}62 \cdot 10^{3}$	[1, 32]	$1{,}512 \cdot 10^{3}$
23	V	$7 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$2{,}14 \cdot 10^{2}$	[1]	$1{,}583 \cdot 10^{2}$
24	Cr	$2{,}5 \cdot 10^{-1}$	$0{,}3 \cdot 10^{-1}$	$7{,}53 \cdot 10^{3}$	[1, 32]	$7{,}239 \cdot 10^{3}$
25	Mn	$2 \cdot 10^{-1}$	0,25	$5{,}71 \cdot 10^{3}$	[1,32]	$2{,}509 \cdot 10^{3}$
26	Fe	25,0	25,0	$6{,}93 \cdot 10^{5}$	[1, 32]	$1{,}173 \cdot 10^{5}$
27	Co	0,08	0,07	$2{,}12 \cdot 10^{3}$	[1, 19, 29, 32]	$1{,}379 \cdot 10^{3}$
28	Ni	1,35	1,45	$3{,}58 \cdot 10^{4}$	[1, 29, 32]	$4{,}465 \cdot 10^{4}$
29	Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{2}$	[14, 19, 29]	$3{,}463 \cdot 10^{3}$
30	Zn	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{1}$	[3]	$7{,}937 \cdot 10^{2}$
31	Ga	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$6{,}75 \cdot 10^{0}$	[19]	$7{,}239 \cdot 10^{0}$
32	Ge	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2{,}16 \cdot 10^{1}$	[1, 3, 19, 29]	$6{,}162 \cdot 10^{1}$
33	As	$3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$6{,}26 \cdot 10^{-1}$	[22, 29]	–
34	Se	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1{,}98 \cdot 10^{1}$	[1]	–
35	Br	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$9{,}76 \cdot 10^{-1}$	[1]	–
36	Kr	–	–	–	–	–
37	Rb	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$9{,}14 \cdot 10^{0}$	[1, 35]	$9{,}543 \cdot 10^{0}$
38	Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1{,}78 \cdot 10^{1}$	[1]	$1{,}257 \cdot 10^{1}$
39	Y	$8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}40 \cdot 10^{0}$	[1]	$5{,}618 \cdot 10^{0}$
40	Zr	$3 \cdot 10^{-3}$	$6{,}7 \cdot 10^{-4}$	$5{,}14 \cdot 10^{1}$	[23]	$5{,}365 \cdot 10^{0}$
41	Nb	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$5{,}04 \cdot 10^{-1}$	[24]	$2{,}816 \cdot 10^{0}$
42	Mo	$6 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$9{,}76 \cdot 10^{-1}$	[1]	$2{,}509 \cdot 10^{0}$
43	Tc	–	–	–	–	–
44	Ru	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}53 \cdot 10^{0}$	[13]	$8{,}506 \cdot 10^{-1}$
45	Rh	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2{,}88 \cdot 10^{-1}$	[27]	$1{,}904 \cdot 10^{-1}$
46	Pd	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}46 \cdot 10^{0}$	[16]	$5{,}125 \cdot 10^{-1}$
47	Ag	$9{,}4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}36 \cdot 10^{-1}$	[27]	$4{,}360 \cdot 10^{-2}$

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7
48	Cd	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,39 \cdot 10^{-2}$	[10, 33]	$9,113 \cdot 10^{-1}$
49	In	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,36 \cdot 10^{-3}$	[1, 27]	$4,566 \cdot 10^{-1}$
50	Sn	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,31 \cdot 10^{0}$	[22]	$1,095 \cdot 10^{0}$
51	Sb	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,28 \cdot 10^{-1}$	[22, 29]	$2,752 \cdot 10^{0}$
52	Te	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-1}$	[12, 14, 27]	–
53	J	$4 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$4,9 \cdot 10^{-2}$	[14]	–
54	Xe	–	–	–	–	–
55	Cs	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,17 \cdot 10^{1}$	[1, 6]	–
56	Ba	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$6,85 \cdot 10^{0}$	[1]	$3,978 \cdot 10^{0}$
57	La	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$3,37 \cdot 10^{-1}$	[28]	–
58	Ce	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3,37 \cdot 10^{-1}$	[28]	–
59	Pr	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,11 \cdot 10^{-2}$	[28]	–
60	Nd	$6 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$6,49 \cdot 10^{-1}$	[28]	–
61	Pm	–	–	–	–	–
62	Sm	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,08 \cdot 10^{-1}$	[28]	–
63	Eu	$8 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$8,23 \cdot 10^{-2}$	[1, 28]	–
64	Gd	$4 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$4,00 \cdot 10^{-1}$	[28]	–
65	Tb	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$4,93 \cdot 10^{-2}$	[28]	–
66	Dy	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,37 \cdot 10^{-1}$	[1, 28]	–
67	Ho	$7 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$6,62 \cdot 10^{-2}$	[28]	–
68	Er	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,87 \cdot 10^{-1}$	[28]	–
69	Tu	$4 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$3,69 \cdot 10^{-2}$	[28]	–
70	Yb	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,81 \cdot 10^{-1}$	[28]	$1,070 \cdot 10^{0}$
71	Lu	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-2}$	[28]	–
72	Hf	$(5 \cdot 10^{-5})$	$(1,9 \cdot 10^{-5}$ $2 \cdot 10^{-1})$	$(4,36 \cdot 10^{-1})$	–	–
73	Ta	$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,73 \cdot 10^{-2}$	[8, 13, 24]	–
74	W	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,25 \cdot 10^{-1}$	[1, 8, 13]	–
75	Re	$8 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$6,73 \cdot 10^{-4}$	[17, 21]	–
76	Os	$5 \cdot 10^{-5}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$4,1 \cdot 10^{-1}$	[14, 17]	–
77	Ir	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-1}$	[13]	–
78	Pt	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,60 \cdot 10^{0}$	[4, 16]	–
79	Au	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,35 \cdot 10^{-1}$	[34]	–
80	Hg	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,34 \cdot 10^{0}$	[13, 15]	–
81	Tl	$1 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$7,63 \cdot 10^{-4}$	[9, 15]	–
82	Pb	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,51 \cdot 10^{-1}$	[1, 20]	$6,756 \cdot 10^{-1}$
83	Bi	$3 \cdot 10^{-7}$	$(3 \cdot 10^{-6})$, $1 \cdot 10^{-6}$	$2,24 \cdot 10^{-3}$	[1, 15]	–
90	Th	$4 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	[9]	–
92	U	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$9,84 \cdot 10^{-3}$	[1, 18]	–

*В графе А приведены числа 1962 г.; в графе Б – новые данные, внесенные А.П. Виноградовым на полях статьи после ее опубликования. (*Примеч. редколлегии*).

в экспериментальных данных. Очень вероятно, что эти отклонения от правила объясняются ошибочностью данных, но, например, сравнительно более высокие содержания нечетной Cu по сравнению с четным Zn как будто бы подтверждаются всей аналитической работой. Для Солнца также наблюдается относительно более высокое содержание Cu, чем Zn. Это обстоятельство вызвало ряд гипотетических соображений [14]. По-видимому, это как-то связано с резким спадом кривой распространенности элементов от Fe–Ni к Zn–Ga. Все четные элементы – нейтральные газы: Ne, Ar, Kr, Xe, – как исключение, на Солнце и в метеоритах находятся в минимуме. Известны разные объяснения этого явления, на которых мы здесь не останавливаемся. На Солнце воз-

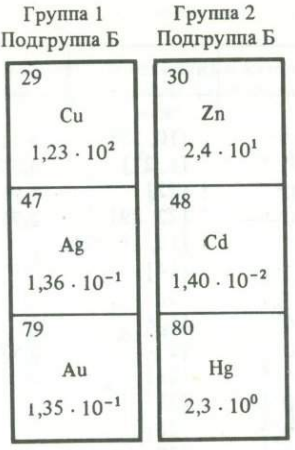


Рис. 1

Рис. 1. Атомная распространенность элементов в каменных метеоритах (по вертикальным группам)

Рис. 2. Атомная распространенность элементов на Солнце (по вертикальным группам)

Рис. 3. Атомная распространенность элементов в каменных метеоритах (по вертикальным группам)

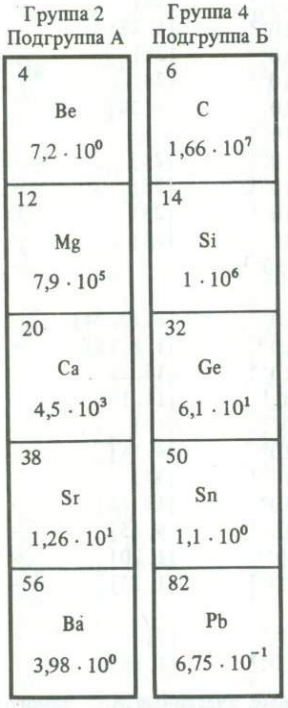


Рис. 2.

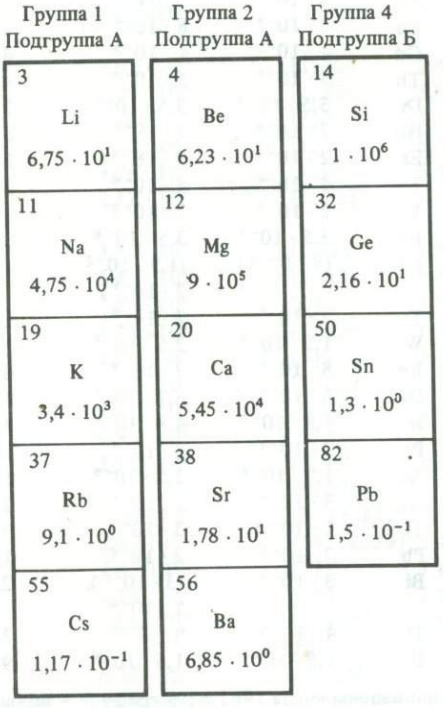


Рис. 3.

можно низкая ионизация нейтральных газов мешает их спектральному определению, а в метеоритах они были потеряны при холодной агломерации вещества метеоритов [1].

По-видимому, можно сформулировать и другое дополнительное правило, помимо правила чередования четных и нечетных номеров элементов, контролирующее распространенность элементов. Это правило уменьшения распространенности элементов в пределах каждой подгруппы всех вертикальных групп системы Д.И. Менделеева, от легких элементов к тяжелым (по вертикали сверху вниз). Исключение составляют элементы первого периода: Li, Be, B. Распространенность их на Солнце и в метеоритах не подчиняется указанным правилам. Эта особенность для элементов первого периода, очевидно, связана с общим для них генезисом при термоядерных процессах в высоко-

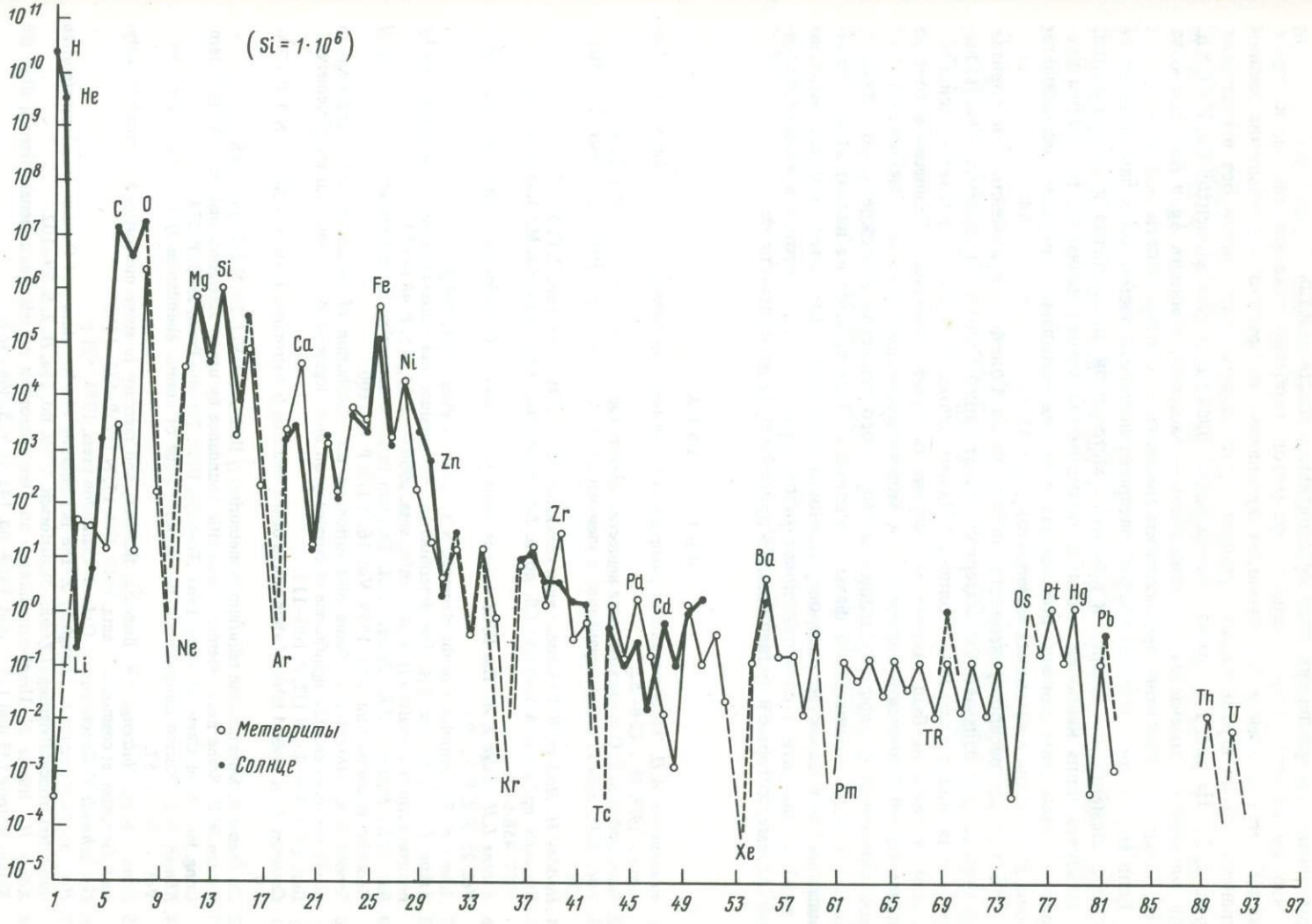


Рис. 4. Атомная распространенность элементов в каменных метеоритах и на Солнце

температурных звездах. Нарушение правильности частично связано и со вторичными причинами – потери легких газов метеоритным веществом и т.п.

Что же касается всех остальных элементов, особенно тяжелых, генезис которых связан с $n\gamma$-реакцией и последующим β-распадом, то правило – уменьшение распространенности по вертикальным группам – соблюдается здесь почти без исключения (рис. 2, 3). На рис. 1 в том же "аномальном" блоке соседних элементов Cu, Zn и т.д. для метеоритов замечается неправильность – распространенность Ag и Au одинакова и Hg больше Cd. Вероятнее предположить аналитическую погрешность.

Если мы теперь построим график распространенности элементов в зависимости от номера элемента для Солнца и каменных метеоритов, не прибегая к интерполяции, а пользуясь лишь наиболее точными экспериментальными данными, то увидим прекрасное совпадение данных, полученных разными методами и разными исследователями, для Солнца и каменных метеоритов (рис. 4).

Эти кривые распространенности элементов на Солнце и в каменных метеоритах однородны. Это означает, что материал планет нашей Солнечной системы – часть, выброшенная непосредственно Солнцем. Иными словами материал планет нашей Солнечной системы не был захвачен из других областей галактики. Различия в составе планет нашей Солнечной системы, как можно косвенно показать, – вторичный процесс, связанный с дифференциацией метеоритного вещества и прежде всего с изменением отношения силикатной фазы к железной. Этот процесс не вносит ничего принципиального в характер распространенности элементов. Мне хотелось более детально и глубоко подойти к сопоставлениям распространенности элементов в нашей Солнечной системе, которые я привел выше, в другой работе несколько позже.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия, 1956. № 1. С. 6–52.
2. *Виноградов А.П.* О происхождении вещества земной коры. I // Там же. 1961. № 1. С. 3–29.
3. *Зюсс Х.Е., Юри Г.* Распространенность элементов // Успехи физ. наук. 1957. Т. 62, вып. 1. С. 101–138.
4. *Ноддак И., Ноддак В.* Основные идеи геохимии. Л.: ОНТИ, 1935. Вып. 2. С. 5–22.
5. Ядерные процессы в звездах: Сб. докл. 5-го Междунар. коллоквиума. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 456 с.
6. *Ahrens L.H., Edge R.A.* The K/Cs ratio in some basic rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 25, N 2. P. 91–94.
7. *Aller L.H.* The abundance of the elements. N.Y.: Intersci. Publ. 1961. 298 p.
8. *Atkins D.H.F., Smales A.A.* The determination of tantalum and tungsten in rocks and meteorites by neutron activation analysis // Analyt. chim. acta. 1960. Vol. 22, N 5. P. 462–478.
9. *Bate G.L., Huizenga J.R., Potratz H.A.* Thorium in stone meteorites by neutron activation analysis // Geochim. et cosmochim. acta. 1959. Vol. 16, N 1/3. P. 88–100.
10. *Brooks R.R., Ahrens L.H.* Some observation on the distribution of thalliu, cadmium, and bismuth in silicatè rocks and the significance of covalency on their degree of association with other elements // Ibid. 1961. Vol. 23, N 1/2. P. 100–115.
11. *Cameron A.* A revised table of abundances of the elements // Astrophys. J. 1959. Vol. 129, N 3. P. 676–699.
12. *Du Fresne A.* Selenium and tellurium in meteorites // Ibid. 1960. Vol. 20, N 2. P. 141–148.
13. *Ehman W.D.* Some heavy element meteoritic abundance by use of activation analysis // XVIII Intern. Cong. Pure Appl. Chem. Monreal, 1961. Toronto: Univ. Toronto Press, 1961. P. 234.
14. *Ehman W.D.* Recent improvement in our knowledge of cosmic abundances // J. Chem. Educ. 1961. Vol. 38. P. 53–57.
15. *Ehman W.D., Huizenga I.R.* Bismuth, thallium, and mercury in stone meteorites by activation alalysis // Geochim. et cosmochim. acta. 1959. Vol. 17, N 1/2. P. 125–135.
16. *Goldschmidt V.* Geochemistry. Oxford: Clarendon press, 1954. 731 p.
17. *Herr W., Hoffmeister W., Langhoff J.* Die Bestimmung von Rhenium und Osmium in Eisenmeteoriten durch Neutroneaktivierung // Ztschr. Naturforsch. 1960. Bd. 15a, H. 2. S. 99–102.
18. *König H., Wänke H.* Uranbestimmungen an Steinmeteoriten mittels Neutronenaktivierung über die Xenon Isotope 133 und 135 // Ibid. 1959. Bd. 14a, H. 8, S. 866–869.
19. *Lovering J.F., Nichiporuk W., Chodos A., Brown H.* The distribution of gallium, germanium, cobalt,

chromium, and copper in iron and stony-iron meteorites in relation to nickel content and structure // Geochim. et cosmochim. acta. 1957. Vol. 11, N 4. P. 263–278.
20. *Marshall R.R., Hess D.C.* Lead from some stone meteorites // J. Chem. Phys. 1958. Vol. 28. P. 1258–1259.
21. *Morris D.F.C., Fifield F.W.* Rhenium contents of rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 25, N 3. P. 232–233.
22. *Onishi H., Sandell E.B.* Gallium in chondrites // Ibid. 1956. Vol. 9, N 1/2. P. 78–82.
23. *Pinson W.H., Ahrens L.H., Franck M.L.* The abundances of Li, Sc, Sr, Ba, and Zr in chondrites and some ultramafic rocks // Ibid. 1953. Vol. 4, N 5. P. 251–260.
24. *Rankama K., Sahama Th.G.* Geochemistry. Chicago: Univ. Chicago press, 1950. 912 p.
25. *Russell H.N.* On the composition of the Sun atmosphere // Astrophys. J. 1929. Vol. 70. P. 11–82.
26. *Russell H.N.* The cosmical abundance of the elements // Science. 1941. Vol. 94, N 2443. P. 375–381.
27. *Schindewolf U.* Selenium and tellurium content of stone meteorites by neutron activation // Geochim. et cosmochim. acta. 1960. Vol. 19, N 2. P. 134–138.
28. *Schmitt R.A., Mosen A.W., Sattredini C.S.* et al. Abundances of the rare-earth elements, lanthanum to lutetium in chondritic meteorites // Nature. 1960. Vol. 186, N 4728. P. 863–866.
29. *Smales A.A., Mapper D., Wood A.J.* The determination by radioactivation of small quantities of nickel, cobalt, and copper in rocks marine sediments and meteorites // Analyst. 1957. Vol. 82. P. 75–88.
30. Stars and tellar systems. Vol. 6. Stellar atmospheres / Ed. J.L. Greenstein. Chicago: Chicago Univ. press, 1961. 393 p.
31. *Unsöld A.* Physik der Sternatmosphären. B.: Springer, 1955. 866 S.
32. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N 1/2. P. 36–82.
33. *Vincent E.A., Bilefield L.I.* Cadmium in rocks and minerals from the Skaergaard intrusion, East Greenland // Ibid. 1960. Vol. 19, N 1. P. 63–69.
34. *Vincent E.A., Crocket J.H.* Studies of geochemistry of gold. II. The gold content in some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites // Ibid. 1960. Vol. 18, N 1/2. P. 143–148.
35. *Webster R.K., Morgan J.M., Smales A.A.* Cesium in chondrites // Ibid. 1958. Vol. 15, N 1/2. P. 150–152.

МЕТЕОРИТЫ И ЗЕМНАЯ КОРА*

ВВЕДЕНИЕ

Мне представлялось, что те данные, которые собрались у меня за последние 1-2 года по распределению так называемых редких элементов и изотопов легких элементов кислорода, серы, углерода в изверженных горных породах земной коры и метеоритах различных типов, а также по зонной плавке силикатной фракции хондритов и других силикатов, могут быть полезны для освещения вопросов генезиса метеоритов разных типов сравнительно с происхождением изверженных горных пород Земли.

Сопоставление характера распределения отдельных химических элементов или их пар, в частности редких элементов, в нормальной серии изверженных горных пород с распределением тех же элементов в метеоритах разных типов, кстати сказать, значительно менее изученное, может явиться ключом к пониманию некоторых условий образования метеоритного вещества.

Изотопный состав углерода, серы, кислорода, несмотря, в общем, на их очень малую дисперсию, привлек к себе внимание из-за большой монотонности изотопного состава для метеоритов по сравнению с аналогичными данными для изверженных горных пород Земли.

Превращения, идущие в магме, или, возможно, в веществе метеоритов, как правило, рассматривались в аспекте сохранения продуктов такого превращения внутри границ первичной магмы или чего-либо иного аналогичного. Это очень ограничивало представления о разделительных процессах вещества Земли и метеоритов. Как бы в противовес этим тенденциям, если так можно сказать, мы обратились к зонной плавке хондритов и силикатов. Эта модель фракционной кристаллизации привела нас в известной степени к представлениям о "безграничности" магмы или исходного материала в разделительных процессах.

В результате этих экспериментальных исследований невольно возникли идеи о механизме процессов разделения вещества метеоритов, об уровнях космического газа, протопланет, планет или астероидов, на которых они происходят.

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О СОСТАВЕ КАМЕННЫХ МЕТЕОРИТОВ

Каменные метеориты по структуре, минералогическому и химическому составу представляют значительное разнообразие. Они составляют две большие группы – хондритов и ахондритов. Первые содержат так называемые хондры, размер которых довольно заметно колеблется как от одного метеорита к другому, так и в пределах одного метеорита. Хондры, нередко деформированные, сцементированы осколками и пылью материала тех же хондр. Хондриты разделяются на неизмененные, перекристаллизованные (измененные) и углистые, содержащие углерод, воду и нередко хлоритовый минерал. В среднем около 12% металлического железа и около 6% троилита содержится в массе хондрита в виде отдельных зерен. Хондриты сложены оливином вместе с энстатитом, бронзитом или гиперстеном – в разных хондритах в несколько различных соот-

* Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 10. С. 5–27.

Таблица 1. Минералогический состав метеоритов

Соединения	Хондриты			Ахондриты		Дунит
	по П. Прайору [27]	по О. Фарингтону [20]	по В. Валю [31]	бесполевошпатовые	полевошпатовые	
Оливин	44	45,5	44,52	14,8	3,2	90,6
Пироксены	30	25,1	26,87	70,3	45,6	2,1
Полевые шпаты	10	11,0	11,7	10,0	49,3	3,6
Fe + Ni	9	–	9,08	0,61	(0,5)	–
FeS	6	5,5	6,97	0,96	0,57	–

Таблица 2. Средний химический состав силикатной фазы каменных метеоритов (в мас.%)

Тип каменных метеоритов	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	TiO_2	MnO	K_2O
Ахондриты бесполевошпатовые (15)	52,56	30,47	11,45	1,09	1,20	0,12	0,39	0,11
Ахондриты полевошпатовые (25)	48,65	9,87	16,31	11,71	10,39	0,50	0,47	0,27
Хондриты (94)	47,04	29,48	15,40	3,09	2,41	0,14	0,31	0,21
Хондриты углистые (11)	37,53	26,03	25,75	3,05	2,66	0,13	0,34	0,17

Примечание. Здесь и далее: в скобках – число случаев.

Тип каменных метеоритов	Na_2O	Cr_2O_3	P_2O_5	Fe	Ni	Co	FeS
Ахондриты бесполевошпатовые (15)	0,36	0,83	0,10	2,68	0,17	0,0	0,96
Ахондриты полевошпатовые (25)	0,83	0,40	0,10	1	0,1	0,0	0,57
Хондриты (94)	1,21	0,45	0,26	11,76	1,34	0,08	5,73
Хондриты углистые (11)	1,22	0,54	0,38	0,0	0,0	0,00	10,61

ношениях (табл. 1). Несмотря, в общем, на близость химического состава хондритов (в частности, силикатной фазы), различаются отдельные их виды (табл. 2).

Ахондриты составляют две группы метеоритов, весьма различных по структуре, минералогическому и химическому составу: бесполевошпатовые и полевошпатовые. В состав их входят также минералы оливина и ромбического пироксена в разных соотношениях у разных видов. Интересно, что в бесполевошпатовых ахондритах нередко обнаруживаются отдельные хондры и заметно реже – в полевошпатовых (брекчиевидных, говардитах и др.). Химический состав силикатной фазы бесполевошпатовых ахондритов по сравнению с хондритами отличается увеличением содержания SiO_2 (и MgO) и понижением Al_2O_3, CaO, по-видимому, TiO_2 и щелочей. Отношение SiO_2/MgO по сравнению с хондритами практически в них не изменяется:

Хондриты SiO_2/MgO	1,60	Хондриты углистые	1,44
Ахондриты бесполевошпатовые	1,72	Ахондриты полевошпатовые	4,0

Полевошпатовые ахондриты обычно содержат анортит и больше других по структуре, минералогическому и химическому составу отвечают характеру габбро-диабазов. Химический состав резко отличает их от других каменных метеоритов по высокому содержанию Al_2O_3, CaO, TiO_2.

Одной из наиболее важных черт строения обеих групп ахондритов является брекчиевидная структура – от смеси обломков зерен минералов (говардиты) до содержания более или менее крупных обломков (хладниты, родиты и даже некоторые эвкриты).

Хондриты среди других каменных метеоритов по числу падений и находок заметно преобладают. Генетические соотношения между различными типами каменных метеоритов большинство исследователей, как правило, рассматривают в аспекте разновесных отношений между фазами силикат–металлическое железо и троилит. Известна корреляция между содержанием никеля в железной фазе каменных метеоритов (хондритов) и количеством окиси железа в силикатной фазе. С повышением содержания окиси железа в силикатной фазе хондритов уменьшается количество металлического железа, а в последнем повышается содержание никеля. Это так называемое правило Прайора. Объяснение правила находят в более благородном характере никеля, который в химическом равновесии силикат–железо преимущественно переходит в железную фазу. В сульфиде железа (троилите)–никеля 0,1%.

Высказываемые многими авторами предположения о характере процессов, приводящих к образованию хондритов с различным содержанием железной фазы и, следовательно, никеля в ней, часто не дают указания о месте этих процессов в общей эволюции вещества. В крайних случаях, по одним авторам, эти процессы идут на поверхности астероидов, по другим – в космических туманностях или внутри протопланеты. Кстати, можно напомнить, что метеориты, в частности каменные, очень пористые, малоплотные тела, которые могли образоваться лишь в поле слабого тяготения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ КАМЕННЫХ МЕТЕОРИТАХ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

Распределение многих редких элементов по различным фазам в процессе фракционной кристаллизации магмы находит в настоящее время хорошее объяснение, обоснованное кристаллохимическими данными.

Хорошо известна приуроченность некоторых редких элементов к определенным типам изверженных пород. Так, например, содержание Li, Be, Pb, Sr, Cs, Ga, Y, Ir, Nb, U, Th и других элементов увеличивается в сторону кислых пород, тогда как максимальное содержание Cr, Ni, Pt, Co, V и т.д. связано с основными и ультраосновными породами. Из этого примера видно, что содержание редких элементов коррелирует с содержанием в изверженных породах SiO_2 и т.д.

Таким образом, характер распределения и сочетания ряда химических элементов в изверженных породах в известной степени указывает на их источник и условия концентрации в данной породе. Основным затруднением здесь является недостаточное количество точных данных по нахождению в метеоритах большинства редких элементов. Поэтому я остановлюсь лишь на некоторых наиболее достоверных примерах распределения редких элементов в разных каменных метеоритах. Обращает внимание однообразие содержания редких элементов в пределах отдельных типов и групп каменных метеоритов. Но уже щелочные элементы обнаруживают своеобразие их содержания в каменных метеоритах. В хондритах содержание калия, по имеющемуся значительному количеству хороших данных, составляет в среднем около $8{,}5 \cdot 10^{-2}$%; полевошпатовые ахондриты содержат половину этого количества калия; бесполевошпатовые ахондриты имеют самые вариабельные и наиболее низкие количества калия среди каменных метеоритов. Правда, в оливине из железокаменных метеоритов содержание калия снижается до $1 \cdot 10^{-3}$%. В изверженных породах Земли такое низкое содержание калия встречается в ультраосновных образованиях, в частности в дунитах. Я обращаю внимание на это обстоятельство потому, что дуниты в концепции, о которой я буду говорить ниже, играют особую роль. Однако с данными В. Холика и Л.Х. Аренса о содержании калия в дунитах менее $1 \cdot 10^{-3}$% никак нельзя согласиться. Наши определения

Таблица 3. Содержание калия в дунитах

№ обр.	Район	Массив	K, %
1	Китайская Народная Республика	Юйшигоу (Институт геологических наук Китайской Академии наук)	$5{,}2 \cdot 10^{-2}$
2	Там же	Наньшань "	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$
3	"	Там же "	$6{,}3 \cdot 10^{-2}$
1002	Полярный Урал (СССР)	Сыум-Кеу	$3{,}6 \cdot 10^{-2}$
1004	Там же	Рай-Из	$0{,}35 \cdot 10^{-2}$
1005	"	Сыум-Кеу	$1{,}1 \cdot 10^{-2}$
1007	"	Рай-Из	$2{,}1 \cdot 10^{-2}$
1009	Север Сибири (СССР)	Сабыда, Гулинская интрузия	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$
1023	Полярный Урал	Собско-Войкарский массив	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$
1025	Там же	Там же	$1{,}7 \cdot 10^{-2}$
1044	Средний Урал	Тагильский массив	$4{,}0 \cdot 10^{-2}$
Среднее			$2{,}8 \cdot 10^{-2}$

показывают содержание калия в дунитах в среднем менее $2{,}8 \cdot 10^{-2}$%, и, как это видно из табл. 3, оно все же значительно ниже, чем в хондритах.

Определения рубидия, которые мы приводим дальше, достаточно надежны, поэтому отношение K/Rb в дунитах в нашем случае получается около 100, т.е. оно аналогично отношению K/Rb в изверженных породах и каменных метеоритах. Если же принять содержание калия в дунитах менее $1 \cdot 10^{-3}$%, то отношение K/Rb в дунитах явится ничем не объяснимым исключением из общего правила поведения этой пары химических элементов. Содержание всех других редких щелочей (Li, Rb, Cs и Na) в каменных метеоритах параллельно содержанию калия.

Содержание всех щелочей уменьшается от хондритов к бесполевошпатовым ахондритам, содержащим наибольшее количество SiO_2, т.е. противоположно правилу увеличения щелочей с увеличением содержания SiO_2 в нормальной серии изверженных пород земной коры. Поскольку я здесь еще не касаюсь генетических взаимоотношений между отдельными типами каменных метеоритов, можно оспаривать правильность расположения в вариационном ряду каменистых метеоритов по содержанию в них SiO_2.

Отношение Ca/Sr во всех каменных метеоритах и дунитах вследствие малого содержания стронция колеблется от 1000 до 2000, тогда как в изверженных горных породах земной коры, как правило, это отношение меняется от 50 до 200.

Содержание бария также очень низкое. Из-за малой чувствительности методов определения (плазменная фотометрия, спектроскопия) данные для бария не столь надежны. Наименьшее количество его находится также в бесполевошпатовых ахондритах и дунитах. Отношения Ca/Sr/Ba в каменных метеоритах указывают на своеобразие процесса дифференциации вещества каменных метеоритов и очень малую его глубину по сравнению с изверженными породами. Это видно из табл. 4 и графиков (рис. 1–4), где представлены в одном масштабе вариационные диаграммы для ряда элементов в каменных метеоритах и горных изверженных породах.

Еще более ярким показателем может служить отношение Al/Ga. Содержание галлия, безусловно, минимальное в бесполевошпатовых ахондритах и дунитах. Из-за высокого содержания алюминия в полевошпатовых ахондритах нужно было бы ожидать значительного повышения содержания в них и галлия по сравнению с хондритами. Но из-за высокого содержания галлия в железной фазе хондритов очень затруднено точное определение галлия порядка 10^{-4}% в их силикатной фазе. Поскольку все же содержание галлия выше в полевошпатовых ахондритах, чем в бесполевошпатовых, нужно считать, что правило, регулирующее постоянство отношения Al/Ga, в каменных метеоритах имеет место. Это очень существенный вопрос, определенный ответ на который укажет на способ повышения содержания алюминия в полевошпатовых ахондритах.

Таблица 4. Содержание щелочей, щелочноземельных элементов и Ga в каменных метеоритах и дунитах (в %)

Объект исследования	K	Rb	Cs	Li	Sr	Ba	Ga*	Литература
				Хондриты				
Среднее из 21 определений	$9 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-4}$	–	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	–	[26]
”	–	–	–	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	[28]
”	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$5{,}2 \cdot 10^{-4}$	–	–	–	–	–	[19]
Саратов	$8{,}3 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	$5 \cdot 10^{-4}$	Наши опр.
Holbrook	$8 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$4{,}9 \cdot 10^{-5}$	–	–	–	–	[21]
Beardsley	–	–	$9 \cdot 10^{-5}$	–	–	–	–	[21]
Среднее из 3 определений	$8{,}1 \cdot 10^{-2}$	$2{,}6 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-6}$	–	–	–	$3 \cdot 10^{-4}$	[25]
				Ахондриты полевошпатовые				
Stannern	$5{,}5 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	–	–	Наши опр.
Юртук	$5 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	–	$2{,}2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	”
Pasamonte	–	–	$2{,}8 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	[21]
Среднее из 10 определений	$4{,}7 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	[19]
				Ахондриты бесполевошпатовые				
Norton County	$3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-4}$	–	$9 \cdot 10^{-5}$	$7{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	Наши опр.
Старое Песьяное	$7 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-4}$	–	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	”
Johnstown	$1 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	–	[26]
Оливин из палласита	$1 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	–	[26]
				Дуниты				
Полярный Урал, Сыум-Кеу (1005)	$1 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	–	–	$3 \cdot 10^{-4}$	Наши опр.
Северная Сибирь, Сабыда-Гулин (1009)	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{-4}$	–	$n \cdot 10^{-4}$	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	”
Северный Урал, Тагил (1044)	$4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	”
Среднее из 4 определений	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	–	[26]
5 ”	–	–	–	–	–	–	$1 \cdot 10^{-4}$	А.А. Борисенок
11 ”	$2{,}8 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	–	$7 \cdot 10^{-5}$	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	–	Наши опр.
13 ”	$1 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	–	–	–	[22]

* В силикатной фазе.

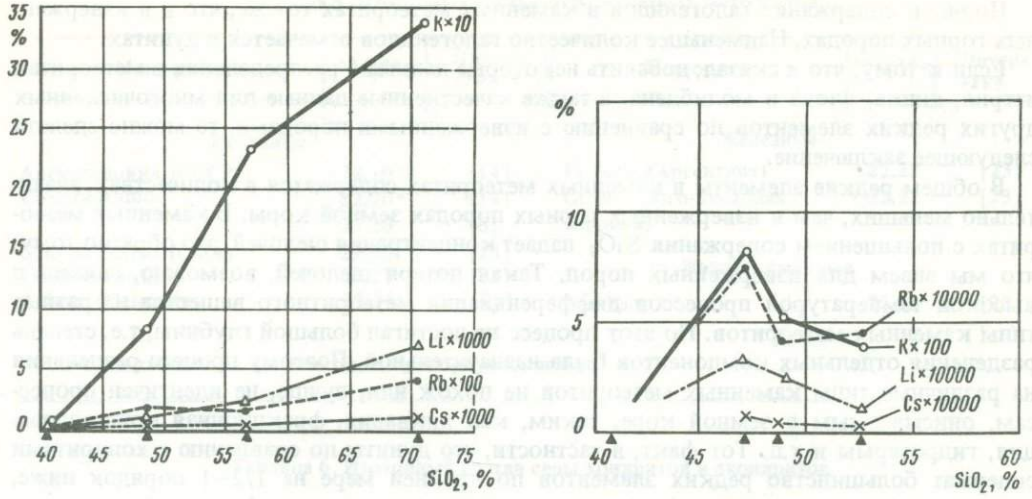


Рис. 1. Вариационная диаграмма для щелочных элементов в серии изверженных пород в зависимости от содержания SiO_2

Рис. 2. Вариационная диаграмма для щелочных элементов в каменных метеоритах в зависимости от содержания в них SiO_2

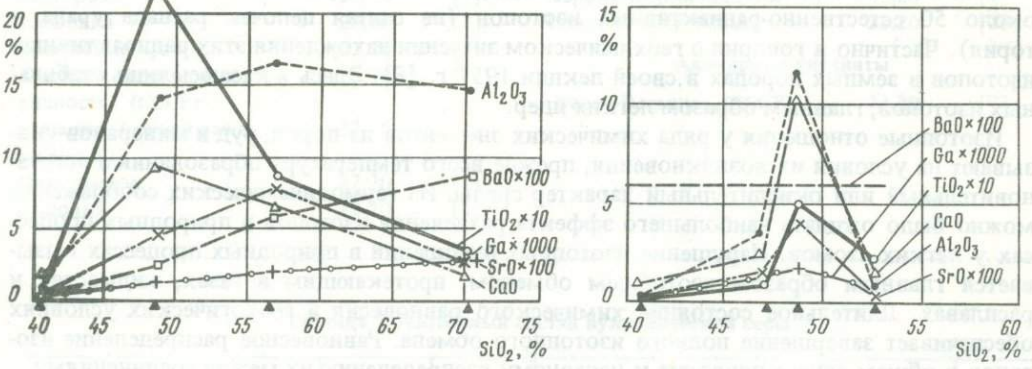


Рис. 3. Вариационная диаграмма для Al_2O_3, Ga, BaO, SrO, TiO_2, CaO в серии изверженных пород в зависимости от содержания в них SiO_2

Рис. 4. Вариационная диаграмма Al_2O_3, Ga, BaO, SrO, TiO_2, CaO в каменных метеоритах

Отношение U/Th в каменных метеоритах, как и в изверженных породах, колеблется в диапазоне около 5. Абсолютное содержание урана и тория в каменных метеоритах до сих пор вызывает спор и у разных авторов отличается на порядок. Не останавливаюсь на этом вопросе, имеющем большую литературу и по существу являющемся очень важным для оценки теплового баланса Земли и т.п. Можно лишь отметить, что поскольку радиоактивационный метод по выходу и бария, и ксенона дает одинаковые результаты, содержание урана в хондритах нужно считать не более $1 \cdot 10^{-6}$–$2 \cdot 10^{-6}$%. Количество урана и тория не увеличивается в каменных метеоритах с повышением в них SiO_2 (например, в бесполевошпатовых ахондритах), а, скорее, понижается, например по определениям урана в Johnstown'e и других ахондритах. Несомненно, что содержание урана в дунитах ниже его содержания в хондритах.

Порядок содержания галогенидов в каменных метеоритах тот же, что и в изверженных горных породах. Наименьшее количество галогенидов отмечается в дунитах.

Если к тому, что я сказал, добавить некоторые данные о распределении в метеоритах иттрия, цинка, олова и молибдена, а также качественные данные для многочисленных других редких элементов по сравнению с изверженными породами, то можно сделать следующее заключение.

В общем редкие элементы в каменных метеоритах содержатся в количествах, значительно меньших, чем в изверженных горных породах земной коры. В каменных метеоритах с повышением содержания SiO_2 падает концентрация щелочей, это обратно тому, что мы знаем для изверженных пород. Такая потеря щелочей, возможно, связана с высокой температурой процессов дифференциации метеоритного вещества на разные типы каменных метеоритов. Но этот процесс не достигал большой глубины, т.е. степень разделения отдельных компонентов была незначительной. Поэтому процесс разделения на различные типы каменных метеоритов не похож или, лучше, не идентичен процессам, описываемым в земной коре, таким, как ликвация, фракционная кристаллизация, гидротермы и т.п. Тот факт, в частности, что дуниты по сравнению с хондритами содержат большинство редких элементов по крайней мере на 1/2–1 порядок ниже, позволяет сделать предположение, что дуниты являются остаточной породой от выплавления легкой фракции (земной коры в условиях Земли) из вещества мантии, по составу отвечающего хондритам.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И МЕТЕОРИТОВ

В настоящее время на Земле обнаружено, помимо других стабильных изотопов, около 50 естественно-радиактивных изотопов (не считая цепочек распада урана и тория). Частично я говорил о геохимическом значении нахождения этих радиоактивных изотопов в земных породах в своей лекции 1957 г. [8]. Здесь я касаюсь лишь стабильных изотопов, главным образом легких ядер.

Изотопные отношения у ряда химических элементов из пород, руд и минералов указывают на условия их возникновения, прежде всего температуру образования и восстановительный или окислительный характер среды. Из термодинамических соображений можно было ожидать наибольшего эффекта разделения изотопов в природных процессах у легких атомов. Нарушение изотопных отношений в природных процессах вызывается главным образом изотопным обменом, протекающим в газах, жидкостях и расплавах. Длительное состояние химического равновесия в геологических условиях обеспечивает завершение полного изотопного обмена. Равновесное распределение изотопов в общем случае приводит к неравному распределению их между соединениями – фазами, минералами. Но константа равновесия в этом обмене с ростом температуры приближается к 1, т.е. при повышении температуры разделение изотопов становится, как правило, маловероятным. Из литературы частично известно, что дисперсия изотопного состава углерода, кислорода, серы, водорода и некоторых других легких элементов наблюдается в зависимости от источника их получения – различных пород и минералов. Однако наблюдений было недостаточно, чтобы сделать какой-либо вывод. К тому же авторы пользовались разными стандартами, и это, в свою очередь, вносило затруднения. Поэтому нами были поставлены систематические определения изотопных отношений перечисленных выше элементов в главных изверженных горных породах и в метеоритах разных типов. Точность наших масс-спектральных определений по отношениям изотопов, в частности серы, кислорода и углерода, составляет ± 0,01%. Методы исследования нами изложены ранее [9].

Я могу остановиться лишь на тех результатах исследований, которые непосредственно относятся к решению поставленной проблемы. Так, мы нашли, что сера железных, железокаменных и каменных метеоритов совершенно идентична по изотопному составу $^{32}S/^{34}S = 22{,}20$, что указывает на восстановительный характер среды образования метеоритов (табл. 5, 6).

Таблица 5. Изотопный состав серы железных метеоритов

Метеориты	$^{32}S/^{34}S$	Литература	Метеориты	$^{32}S/^{34}S$	Литература
Железные			Железные		
Августиновка (СССР)	22,10*	[14]	El Toba (Аргентина)	22,22	[23]
Сихотэ-Алинь "	22,20*	[14]	Gibeon (Юго-Западная Африка)	22,22	[23]
"	22,20	[6]	Железокаменные		
Canyon Diablo (США)	22,20	[23]			
Duchesne (США)	22,23	[23]	Brenham	22,23	[23]
Toluca (Мексика)	22,34	[23]			

* Здесь и в табл. 6 — с поправкой на приборную ошибку.

Таблица 6. Изотопный состав серы хондритов и ахондритов

Метеориты	$^{32}S/^{34}S$	Литература	Метеориты	$^{32}S/^{34}S$	Литература
Хондриты			**Хондриты**		
Саратов (СССР)	22,25*	[14]	Оханск (черная разновидность)	22,20	[7]
Grossliebenthal	22,10*	[14]	Первомайский поселок "	22,20	[7]
Венгерово	22,20	[7]	Union County (США)	22,20	[23]
Еленовка	22,20	[7]	**Ахондриты-хладниты**		
Жовтневый хутор	22,20	[7]			
Кунашак (серая разновидность) (СССР)	22,20	[7]	Старое Песьяное (СССР)	22,20	[7]
Кунашак (черная разновидность)	22,20	[7]			
Никольское "	22,20	[7]			
Орловка "	22,20	[7]			

Таблица 7. Изотопный состав вулканической серы

Местонахождение	$^{32}S/^{34}S$	Литература	Местонахождение	$^{32}S/^{34}S$	Литература
Кратер Гранд-Соуфир, Гваделупа, Вест-Индия	22,18	[24]	Остров Кунашир, Курильские острова	22,20*	[7]
Долина Нагуен, Ванна Лава,	22,10	[24]	Вулкан Менделеева	$22,20^{2}$*	[7]
Новогебридские острова	22,30	[24]		$22,20^{3}$*	[7]
Порт де Лэнфер, Поццуоли (Италия)	22,30	[24]	Стромболи (Италия)	22,200	[7]
				22,250	[7]
Ключевская сопка, Камчатка (СССР)	22,10	[14]	Неаполь "	22,20	[7]
			Вулкан Исан (Япония)	22,184	[7]
			Красувик (Исландия)	22,24	[7]

* Эксгаляционная сера.
^{2} * Жильная сера.
^{3} * Мелантерит, зона окисления.

Таблица 8. Изотопный состав серы изверженных пород (по [7])

Породы, место взятия пробы	$^{32}S/^{34}S$	Породы, место взятия пробы	$^{32}S/^{34}S$
Гранит (Кавказ, Тырныауз)	22,009	Пироксенит (Алдан)	22,20
То же (Казахстан, Сусамырск)	21,556	Дунит (Урал, Рай-Из)	22,20
Базальт (Камчатка)	22,164	" (Урал, Сыум-Кеу)	22,20
То же (Карпаты)	22,192	" (Урал, Рай-Из)	22,20

Таблица 9. Средние данные изотопного состава серы, изверженных пород, руд и метеоритов

Название материала	$^{32}S/^{34}S$	Название материала	$^{32}S/^{34}S$
Каменные метеориты (13)	22,20	Граниты (2)	21,780
Железные " (10)	22,20	Магматогенные сульфиды (7)	22,138
Вулканическая сера (15)	22,21	Гидротермальные " (32)	21,885
Ультраосновные породы (дуниты) (4)	22,20	Высокотемпературные "	21,885
Базальты (2)	22,178	Морские сульфаты (13)	21,75

Таблица 10. Изотопный состав кислорода в кислых породах

Объект исследования	Место сбора	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$
Гранит	Украина, карьер Подстепное	−0,36	–	488,8
	Украина, Криворожье	−0,36	–	488,8
	Украина, г. Шпола, Прудянский карьер	−0,28	–	488,4
	Украина, Кировоград, р. Сугаклея	−0,03 −0,02	487,1 487,1	487,1
Гранит трахитоидный	Украина, Новоукраинка	−0,04 −0,05	487,2 487,2	487,2
Среднее		−0,16	–	488,0
Кварц стандартный	Полярный Урал, месторождение Неройка	–	–	487 ± 1

Очень малую дисперсию изотопных отношений дает сера вулканического генезиса, приближаясь в этом отношении к изотопному составу серы метеоритов (табл. 7). Более заметную дисперсию изотопного состава показывает сера изверженных горных пород, особенно магматогенных сульфидов. Причем изотопный состав серы дунитов ближе или идентичен изотопному составу метеоритов, а изотопный состав серы основных пород, особенно гранитов, значительно отличается от изотопного состава серы метеоритов (табл. 8).

Таким образом, изотопный состав серы всех метеоритов – железных, железокаменных и каменных, а также вулканитов и дунитов очень близок или идентичен. Основные и кислые изверженные породы содержат серу, изотопный состав которой уже заметно отклоняется от изотопного состава серы метеоритов. Причем, как правило, наблюдается понижение значения отношения $^{32}S/^{34}S$ к породам, выходящим на поверхность Земли, т.е. происходит относительное их обогащение ^{34}S. Еще большая дисперсия изотопного состава серы наблюдается в биосфере в резко окисленных условиях (табл. 9).

Таблица 11. Изотопный состав кислорода основных горных пород

Объект исследования	Место сбора	Отклонение от стандарта, %	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$
Базальт	Камчатка, Ключёвская сопка	−0,48	489,3	489,25
	Киргурич	−0,45	489,2	
	Там же, кратер Билюкай, извержение 1938 г.	−0,38	488,8	488,8
		0,37	488,8	
	Камчатка, Толбачик	−0,70	490,4	490,4
		−0,70	490,4	
Габбро-диабаз	Восточная Сибирь, р. Могды, приток Вилюя (обр. № 296/55)	−0,41	489,0	489,0
		−0,41	489,0	
Такситовый диабаз	Норильск (обр. № 7/2458)	−0,41	489,0	489,0
		−0,42	489,0	
Трахитоидный диабаз	Восточная Сибирь, р. Вилюй, верховье (обр. № 255/55)	−0,42	489,0	489,0
		−0,42	489,0	
Среднее		−0,46	–	489,2

Таблица 12. Изотопный состав кислорода ультраосновных пород – дунитов

Место сбора	Отклонение от стандарта, %	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$
Полярный Урал, массив Сыум-Кеу	−0,78	490,8	490,7
	−0,76	490,7	
	−0,76	490,7	
Северный Урал, Кытлым, Конжаковский камень	−0,65	490,2	490,35
	−0,72	490,5	
Север Сибирской платформы, Сабыда, Гулинская интрузия	−0,60	489,9	489,75
	−0,54	489,6	
Полярный Урал, массив Сыум-Кеу	−0,57	489,8	489,75
	−0,56	489,7	
Полярный Урал, массив Рай-Из	−0,46	489,2	489,2
	−0,46	489,2	
Среднее	−0,62	–	490,0

Таблица 13. Изотопный состав кислорода железокаменных метеоритов (палласитов)*

Название метеорита	Место сбора	Отклонение от стандарта, %	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$
Палласово железо	РСФСР, дер. Медведевка Красноярского края; находка 1749 г.	−0,74	490,6	490,6
		−0,74	490,6	
Брагин	БССР, Полесская обл., Брагинский район; находка 1937 г.	−0,69	490,4	490,4
		−0,70	490,4	
Marjalahti	Финляндия; падение 1 июля 1902 г.	−0,68	490,3	490,25
		−0,66	490,2	
Среднее		−0,70	–	490,4

* Силикатная фаза.

Таблица 14. Изотопный состав кислорода хондритов

Название метеорита	Место сбора	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Фракции
Саратов	РСФСР; падение 6 октября 1918 г.	−0,75 −0,72	490,6 490,5	490,55	Немагнитная
Жовтневый хутор	УССР, Донецкая обл.; падение 9 октября 1938 г.	−0,67 −0,67	490,3 490,3	490,3	Оливиновая
Еленовка	УССР, Донецкая область, ст. Еленовка; падение 17 октября 1951 г.	−0,65 −0,64	490,2 490,1	490,15	Немагнитная
Никольское	РСФСР, Московская обл., г. Солнечногорск; падение 6 марта 1954 г.	−0,67	490,3	490,3	То же
Среднее		−0,68	–	490,3	

Таблица 15. Изотопный состав кислорода ахондритов*

Метеориты	Место сбора	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная велина $^{16}O/^{18}O$
Stannern, эвкрит полевошпатовый	Чехословакия; падение 22 мая 1808 г.	−0,78 −0,80	490,8 490,9	490,85
Червонный Кут, эвкрит полевошпатовый	УССР, Талалаевский район Сумской обл.; падение 23 июня 1939 г.	−0,56 −0,58	489,7 489,8	489,75
Вавиловка, говардит полевошпатовый	УССР, дер. Максимовка Скадовского района Херсонской обл.; падение 19 июня 1876 г.	−0,67 −0,66	490,3 490,2	490,25
Старое Песьяное, бесполевошпатовый	РСФСР, Варгашинский район Курганской обл.; падение 2 октября 1933 г.	−0,68 −0,68	490,3 490,3	490,3
Norton County, бустид бесполевошпатовый	США, Небраска; падение 18 февраля 1948 г.	−0,50 −0,50	489,4 489,4	489,4
Среднее		−0,64	–	490,1

*Немагнитная фракция.

Совершенно та же тенденция нарастания дисперсии изотопного состава обнаруживается и для кислорода изверженных пород – от более глубинных (дунитов) к более поверхностно залегающим (гранитам). Особенно это наблюдается, если сравнивать изотопный состав кислорода дунитов и гранитов (табл. 10–12).

Если бы одни только граниты отличались некоторым нарушением изотопного состава кислорода, то это можно было бы объяснить высоким содержанием в кислых породах молекулы кварца SiO_2, которая, подобна молекуле $C^{18}O_2$, значительно обогащается ^{18}O. Но, как видно из табл. 11, известная дисперсия в изотопном составе O_2 наблюдается и для основных пород. Что же касается ультраосновных пород, в частности дунитов, то изотопный состав $^{16}O/^{18}O$ в них ближе всего к $^{16}O/^{18}O$ каменных метеоритов (табл. 13).

Определение изотопного состава кислорода хондритов, разных ахондритов и углистых метеоритов показало, что этот состав у хондритов и ахондритов (бесполевошпато-

Таблица 16. Изотопный состав кислорода углистых метеоритов*

Метеориты	Место сбора	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$	Средняя абсолютная величина $^{16}O/^{18}O$
Новый Урей, уреилит, бесполевошпатовый ахондрит	РСФСР, сел. Карамзинка Ардатовского района Горьковской обл.; падение 4 сентября 1886 г.	−0,40 −0,38	488,9 488,8	488,85
Мигеи, углистый хондрит	УССР, Первомайский район Одесской обл.; падение 21 июня 1889 г.	−0,41	–	489,0
Грозная, углистый хондрит	Северная Осетия, ст. Микентская; падение 28 июня 1861 г.	−0,39	–	488,9
Старое Борискино, углистый хондрит	РСФСР, Чкаловская обл.; падение 20 апреля 1930 г.	−0,40	–	488,9
Среднее		−0,40	–	488,9

*Немагнитная фракция.

Таблица 17. Изотопный состав кислорода метеоритов и изверженных пород

Объект исследования	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютное отношение $^{16}O/^{18}O$	Объект исследования	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютное отношение $^{16}O/^{18}O$
Метеориты			Изверженные породы		
Силикатная фаза палласитов (6)	−0,70	490,4	Дуниты (10)	−0,62	490,0
Хондриты (7)	−0,68	490,3	Основные породы (базальты) (6)	−0,42	489,2
Ахондриты полевошпатовые (8)	−0,66	490,3	Кислые породы (граниты) (7)	−0,16	488,0
Ахондриты бесполевошпатовые (4)	−0,59	489,9	Стандарт (кварц)	–	487,1
Углистые хондриты (5)	−0,40	488,9			

вых и полевошпатовых) идентичен и различить его не удается. Исключение составляют углистые хондриты или ахондриты. Изотопный состав их кислорода значительно нарушен в сторону увеличения ^{18}O (табл. 14–16).

Нужно заметить, что углистые метеориты в отношении изотопного состава других легких элементов, например углерода и водорода, также представляют исключение. Причина этого еще не совсем ясна. Легко видеть в сводной табл. 17, что для O_2 повторяется та же линия изотопных отношений, что и для серы изверженных пород – нарастание ^{18}O к кислым породам, к породам биосферы.

Изотопный состав $^{12}C/^{13}C$ изверженных пород и метеоритов очень близок. Несмотря на большое количество данных по изотопному составу $^{12}C/^{13}C$ для изверженных пород и метеоритов, их почти невозможно сравнивать между собой. Но из материалов отдельных авторов все же можно видеть тенденцию увеличения ^{13}C в породах более кислых и породах поверхности Земли. Это ясно видно в серии наших сравнительных определений изверженных пород и метеоритов (табл. 18, 19).

В биосфере происходит значительное разделение изотопов углерода вследствие отложения больших масс $CaCO_3$, молекула которых имеет максимальное равновесное

Таблица 18. Средние данные по $^{12}C/^{13}C$ для пород и метеоритов по Х. Крейгу, Ф. Бирчу, А.В. Трофимову

Название материала	Дисперсия $^{12}C/^{13}C$	Среднее $^{12}C/^{13}C$	Название материала	Дисперсия $^{12}C/^{13}C$	Среднее $^{12}C/^{13}C$
Известняки (92)	88,1–89,5	89,0	Каменные метеориты (26)	89,6–91,2	90,6
Железные метеориты (13)	89,6–91,8	90,6	Изверженные породы (13)	90,3–91,2	90,8

Таблица 19. Изотопный состав углерода в серии пород и метеоритов [по нашим данным]

Название материала	Абсолютное отношение $^{12}C/^{13}C$	Отклонение от стандарта, ‰	Название материала	Абсолютное отношение $^{12}C/^{13}C$	Отклонение от стандарта, ‰
Среднее из трех определений железокаменных метеоритов (Брагин, Липецкий хутор, Палласово железо)	91,54 91,60	–2,56 –2,62	Дунит, Север Сибири, Собско-Войнарское месторождение (обр. 1023)	91,64	–2,66
			Габбро-диабаз	91,61	–2,63
Метеорит Canyon Diablo	91,55 91,53	–2,57 –2,55	Восточная Сибирь (обр. 1028)	91,66	–2,69
			Гранит, Киргизия (обр. 205)	91,17 91,18 91,14	–2,15 –2,17 –2,13

содержание ^{13}C. Изотопный состав $^{12}C/^{13}C$ железных метеоритов дает иногда заметно большую дисперсию $^{12}C/^{13}C$, чем изотопный состав каменных метеоритов.

Дисперсия изотопного состава углерода железных метеоритов связана с образующимся при высоких температурах карбидом Fe_3C так называемым когенитом. Изотопный состав этой фазы Fe_3C, как показал Х. Крейг, отвечает $^{12}C/^{13}C = 90,5$, тогда как для диффузного углерода железного метеорита Canyon Diablo это отношение равно 89,45. По изотопному составу углерод дунита опять-таки ближе других к углероду метеоритов.

В итоге обзора данных по изотопным отношениям для серы, кислорода и углерода можно сказать, что эти отношения для всех типов метеоритов очень близки. Исключение составляют новые высокотемпературные фазы, подобные Fe_3C. Рассматриваемые отношения для различных изверженных пород имеют более широкий диапазон и отличаются от изотопных отношений метеоритов в сторону увеличения тяжелых изотопов ^{18}O, ^{34}S и ^{13}C к кислым породам. Дуниты ближе других пород по изотопным отношениям легких элементов приближаются к метеоритам (хондритам).

Все это позволяет сказать, что образование метеоритов происходило при восстановительных условиях, при более высоких температурах, чем те, которые мы наблюдаем в процессах дифференциации магмы на Земле, и что разделительные процессы, протекавшие при образовании метеоритов, отличались от процессов, идущих при разделении магмы.

ЗОННАЯ ПЛАВКА ХОНДРИТОВ И СИЛИКАТОВ

Характер распределения элементов, в частности редких, и изотопов в хондритах и ахондритах, а также неоднократно высказанные соображения о происхождении ахондритов из хондритов прямо указывали путь эксперименту. Простое выплавление из хондрита более легкоплавкой фазы, как показал наш опыт, не приводит к разделению силикатного вещества хондритов на отдельные обособленные фазы. Поэтому мы обратились к зонной плавке.

Если вещество метеорита в виде тонкого стержня нагревать в узкой зоне до проплавления и затем медленно двигать нагреватель в одну сторону вдоль стержня так, чтобы мениск жидкой фазы проходил все время над твердой фазой, и повторять этот путь много раз, то вещества, понижающие температуру плавления, перейдут в жидкую фазу, а вещества, повышающие ее, останутся в твердой фазе. Это так называемый процесс зонной плавки. При этом чем меньше коэффициент распределения $K = K_{\text{твер.ф.}}/K_{\text{жидк.ф.}}$, тем более эффективно разделение. Привлекательность этого процесса состояла в том, что жидкая фаза многократно проходит длинный путь над твердой фазой, обогащаясь легкоплавкими (и легколетучими) компонентами. В этом процессе движение идет в одну сторону, с оттеснением всей жидкой фазы. Нам казалось, что этот разделительный процесс является не только подобием процесса выплавления земной коры нашей планеты.

Зонная плавка прекрасно идет, когда мы имеем однофазную систему. Процесс осложняется в бинарных и более сложных системах; вследствие частичного распада системы, образования эвтектик и соединений применение зонной плавки несколько ограничивается. Еще более сложен эксперимент зонной плавки в присутствии легколетучих компонентов.

Мы производили зонную плавку немагнитной фракции, т.е. силикатной фазы метеорита–хондрита Саратов (падение 1918 г.). Это неизмененный хондрит. Он сложен из довольно крупных хондр. Хондры достигают 5 мм в диаметре. Крупитчатая масса вещества метеорита сцементирована осколками и пылью самих хондр. Под микроскопом в шлифах можно видеть слившиеся хондры неправильной формы; они состоят из оливина или оливина и ромбического пироксена. Метеорит содержит около 7,25% Fe и 6,52% FeS.

Анализ метеорита Саратов был в свое время сделан Л.С. Селивановым – отдельно по магнитной и немагнитной фракциям. Путем многократного отмагничивания мы получали около 11% магнитной фракции и 89% немагнитной.

Состав немагнитной фракции метеорита Саратов таков (в %):

SiO_2 – 44,83	FeO – 14,46	Na_2O – 0,56
TiO_2 – 0,12	CaO – 2,33	K_2O – 0,10
Al_2O_3 – 1,80	MgO – 27,43	P_2O_5 – 0,74
Cr_2O_3 – 0,71	MnO – 0,39	

Если отвлечься от деталей химического состава среднего хондрита, то их слагают две главные молекулы – оливиновая Mg_2SiO_4 (содержит $Fe_2SiO_4 \simeq 25\%$) и ромбического пироксена $MgSiO_3$ (содержит $FeSiO_3 \simeq 25\%$). Диаграмма состояния системы $MgO–SiO_2$, которая дает фазы $2MgOSiO_2$ и $MgOSiO_2$, достаточно хорошо изучена. Для нас важно, что в этой системе $2MgOSiO_2$ плавится при очень высокой температуре – около 1800 °C, а наименьшая температура жидкой фазы этой системы отвечает составу $MgOSiO_2$, которая плавится инконгруэнтно по схеме $2MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + SiO_2$.

Все остальные компоненты силикатной фазы хондрита, очевидно, распределяются по этим фазам Mg_2SiO_4 и SiO_2. Был сделан ряд работ для того, чтобы более или менее точно определить содержание оливина и пироксенов в хондритах (табл. 20). Если принять данные В. Валя, можно рассчитать количество SiO_2, которое получится при плавлении хондрита.

Состав пироксенов (в %)

$CaSiO_3$ – 2,26	0,58	SiO_2
$MnSiO_3$ – 0,51	0,14	SiO_2
$MgSiO_3$ – 16,50	4,93	SiO_2
$FeSiO_3$ – 7,36	1,67	SiO_2
26,63	7,3	

Следовательно, 7,3% SiO_2 приходится на хондрит в целом. Фракция оливина при этом составляет $MgSiO_4$ 30,67 + Fe_2SiO_4 13,85 = 44,52 на целый хондрит. Таким образом, при T = 1557 °C может быть выплавлено максимально 7,3% SiO_2 (+ различные примеси).

Из ряда известных диаграмм состояния систем окиси Fe, Ca и ряда редких элементов с SiO_2, например щелочей, щелочноземельных и др., следует, что все эти соединения–примеси в системе $MgO–SiO_2$ – будут понижать температуру плавления $MgSiO_3$. Вместе с тем многие окиси металлов полностью или ограниченно (что для нас не имеет значения, поскольку они находятся в хондритах в очень малых количествах) будут образовывать с SiO_2 соединения и непосредственно растворяться в SiO_2 в виде солей метасиликатов, подобно Fe, U, Th и др., понижая температуру плавления. С другой стороны, многие окиси металлов в этих условиях устойчивы в виде ортосиликатов, например Ni, Co, частично Fe, Zn, Cd и др. Это значит, что они будут давать твердые растворы с Mg_2SiO_4, которые разлагаются, как правило, при значительно более высоких температурах, чем температура плавления метасиликатов. Наконец, ряд окисей вовсе не образует твердых растворов ни с SiO_2, ни с Mg_2SiO_4. Так, например, Cr и др. или, например, метасиликат олова распадаются при температуре свыше 800 °C и т.д. Следовательно, при температуре инконгруэнтного плавления $MgSiO_3$ из хондритов можно ожидать выплавления около 7% SiO_2. Это очень важное условие, ограничивающее все наши рассуждения о механизме выплавления.

Зонная плавка силикатной фракции хондрита производилась следующим образом.

Таблица 20. Зонная плавка метеорита Саратов

Образцы	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	FeO
				Плавка 1				
0–1, мм	65,30	1,12	–	16,6	1,78	–	–	–
1–4	58,9	3,63	–	32,3	3,02	–	–	–
4–6	51,3	5,02	–	27,5	2,51	–	–	–
85–87	44,2	2,14	–	25,7	2,0	–	–	–
122	47,9	2,29	–	25,7	1,88	–	–	–
160	45,8	–	–	26,3	2,4	–	–	–
				Плавка 3				
0–1	52,6	1,82	0,14	–	2,29	–	–	–
1–2	49,0	2,40	0,11	28,2	2,35	–	–	–
2–3	42,7	1,95	0,1	28,2	2,14	–	–	–
8–10	38,9	1,25	0,1	27,5	3,47	–	–	–
13–14	44,7	1,48	0,11	24,3	2,19	–	–	–
17–15	44,9	1,85	0,11	28,2	2,41	–	–	–
Состав хондрита Саратов (неполная фракция)	44,83	1,80	0,12	27,43	2,33	–	0,56	14,46
Средний состав хондритов (силикатная фаза)	47,0	3,09	0,14	29,48	2,41	0,21	1,2	15,40
Средний состав ахондритов (бесполевошпатовых)	52,56	1,09	0,12	30,47	1,20	0,11	0,36	11,45

Таблица 21. Зонная плавка силикатной смеси 1 (в мас.%)

Образцы		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	K_2O
				Плавка 4			
Возгон		67,5	Сл.	1,07	20,09	1,10	13,2
Легкие фракции,	10 см	63,1	0,56	2,51	33,2	2,75	–
	3	62,5	0,52	2,10	33,9	2,63	0,42
	11	60,3	0,16	2,09	26,9	1,90	–
Тяжелые фракции,	13 см	53,7	0,075	3,58	40,6	3,10	–
	12	59,0	0,58	2,58	35,5	2,85	0,34
	7	55,6	0,51	2,63	33,8	2,44	–
Состав силикатной смеси		59,0	0,40	2,30	35,5	1,7	0,72

Тонкий порошок (около 100 меш) силикатной фракции хондрита прессовался в виде столбика, обычно длиной до 12–18 см и диаметром 1 см. Это требовало 50–70 г немагнитной фракции.

В результате длительных опытов по подбору материала и формы лодочки и других условий опыта оказалось наиболее удобным пользоваться лодочкой в виде ребристой трубки из чистого графита, длиной около 25 см, внешним диаметром около 3 см и внутренним – 1,2 см. Во время опыта она помещалась в кварцевую трубку, через которую шел ток аргона. Нагревание производили от контура высокочастотной печи, ширина зоны плавления 0,5 см, скорость прохождения нагревателя 0,5 см/ч. После предварительного спекания силикатной массы хондрита при 1200° производилась зонная плавка обычно при 1500 ± 50°. Как показал опыт, при 1800–2000° все вещество хондрита возгоняется. Производилось пять–семь прохождений над всей длиной столбика силикатной массы хондрита, что отнимало более 40 ч. Результаты приведены ниже.

Апикальный конец столбика хондритного вещества, куда оттеснялась легкоплавкая фаза, изменился как по структуре, так и по химическому составу. Естественно, что хондры исчезли. В шлифах видно, что в апикальном конце столбика преобладает стеклообразная масса с редкими кристаллами ромбического пироксена (Таблица I, *1*).

Количество кристаллов возрастает в шлифе, сделанном из участка в 4 мм от апикальной точки (Таблица I, *2*). Совершенно иная картина в средней части столбика, например на расстоянии 85 мм от апикальной точки. Здесь видны хорошо образованные кристаллы ромбического пироксена и заметное количество оливина (Таблица I, *3*). Они достигают больших размеров в виде шестоватых кристаллов в шлифах из противоположного апикальной точке конца столбика (около 160 мм), где много и оливина (Таблица I, *4*).

Химический анализ показал, как видно из табл. 20, что наиболее подвижным оказалась SiO_2, концентрация которой значительно повысилась в апикальном конце столбика. Передвижение Al_2O_3, CaO и TiO_2 очень мало. Содержание K_2O практически не изменилось по всей длине столбика. Состав плавки 1 и 3 от 0 до 6 мм можно сравнивать со средним составом бесполевошпатового ахондрита.

По расчетным данным в условиях нашего опыта отжимается около 2% SiO_2 силикатной фракции. При зонной плавке силикатной фракции хондрита легколетучих соединений исключительно мало. Возгоняется и осаждается на стенках кварцевой трубки только сера. С этим связан весь характер выплавления.

Интересно было сравнить поведение подобного же силикатного состава в присутствии заметных количеств легколетучих соединений, например F. Была взята смесь, в основном отвечающая составу $MgO/SiO_2 = 37{,}5/62{,}5$.

SiO_2	– 59,0	KF	– 0,90	ThO_2	– 0,1
MgO	– 35,5	CaF_2	– 0,75	UO_2	– 0,1
Al_2O_3	– 2,30	TiO_2	– 0,40	La_2O_3	– 0,1
CaO	– 0,95				

Путем спекания MgO и SiO_2 был получен метасиликат $MgSiO_3$. Метасиликат был истерт и к нему добавлены все остальные компоненты. Зонная плавка велась так же, как в случае с метеоритом. До температуры инконгруэнтного плавления $MgSiO_3$ на стенках кварцевой и графитовой трубок образовалось мало возгонов. К моменту инконгруэнтного плавления около 1600°, когда резко нарушалась структура кристаллической решетки силиката, происходило значительное выделение летучих возгонов. Как видно из анализов, эти возгоны содержали главную массу калия, затем возгонялся уран и другие элементы (табл. 21).

Можно было наблюдать резкое изменение подвижности ряда элементов. Сплав представлял очень сложную систему. Среди столбика силиката были массы с повышенным и пониженным количествами SiO_2 и других элементов.

Таким образом, можно было наблюдать различие при "сухом" процессе зонной плавки и в присутствии летучих соединений.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Если мы примем, как это делает в настоящее время большинство исследователей, что мантия Земли была составлена из вещества, близкого по составу к хондритам, и далее, что образование коры Земли идет путем выплавления и дегазации (за счет радиоактивного тепла[1] U, Th и ^{40}K) вещества мантии аналогично зонной плавке, вертикально, по радиусам Земли, то можно сделать попытку определить возможную мощность коры Земли и других тел и ее характер. При этом процессе дифференциации мантии путем выплавления и дегазации необходимо знать длину пути молекулярной диффузии, так как совершенно очевидно, что возможная мощность коры будет зависеть от радиуса планеты. Кора Земли очень тонкая и, по разным авторам, оценивается в 30–70 км, т.е. 1–2% мощности мантии. Зонная плавка и расчет показывают, что максимальная возможная мощность коры около 7% мощности мантии. Остаточной породой от выплавления вещества мантии, как мы думаем, являются дуниты. Эти породы, как известно, иногда выходят на поверхность Земли в виде длинных массивов, выполняя полосы глубоких разломов и сбросов в земной коре[2]. Это породы мантии. Дуниты, как правило, содержат около 2% пироксенов. Следовательно, при полном выплавлении материала мантии можно было бы получить выход легкоплавкого силикатного материала около 6%. Этим объясняется, как мне кажется, небольшая мощность земной коры. Можно с известным риском рассчитать мощность мантии, которая определяет концентрацию того или иного химического элемента в земной коре.

Примем условно, что мощность гранитов и базальтов в среднем на всю поверхность Земли у каждого слоя составляет 10 км и удельный вес пород одинаков. Расчет показывает, что вся мощность пород мантии, вероятно, участвует в процессе выплавления и дегазации. Конечно, цифры полученной мощности для каждого отдельного элемента содержат значительную ошибку.

Было бы неразумно останавливаться на кинетике выноса легкоплавких и легко-

[1] Вероятно, в момент максимального сжатия вещества Протоземли в ней возникло гравитационное тепло, которое затем быстро упало. Тепло же от радиоактивного распада ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K и других элементов к этому моменту начало лишь постепенно расти, и его максимум был смещен в сторону более поздней стадии эволюции Земли.

[2] С ними и некоторыми другими оливиновыми породами в земной коре связаны месторождения Fe, Ni, Co, Pt, Cr и некоторых других элементов. Способ их образования, вероятно, обусловлен процессами воздействия пород зоны насыщения (коры Земли) на наиболее внешние части пород мантии, оказавшиеся в пределах зоны насыщения (земной коры).

Таблица 22. Мощность мантии, необходимая для концентрации отдельных элементов

Элементы	Силикатная фаза хондритов, %	Дуниты, %	Базальты, %	Граниты, %	Мощность мантии (приблизительно), км
Li	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	400
K	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$	$8{,}3 \cdot 10^{-1}$	3,34	700
Rb	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	850
Cs	$6 \cdot 10^{-5}$	$(5 \cdot 10^{-6})$	$(2 \cdot 10^{-4})$	$1 \cdot 10^{-3}$	250
F	$(1 \cdot 10^{-2})$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	100
Cl	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$	100
Br	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	–
Al	1,74	0,44	8,76	7,70	150
Ga	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	150
Ti	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$2{,}3 \cdot 10^{-1}$	400
Ca	1,97	0,5	6,72	1,58	100
Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	100
Ba	$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2{,}7 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$	3000
U	$2 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	1000
Th	$1{,}0 \cdot 10^{-5}$	$(5{,}0 \cdot 10^{-7})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	2000
Mo	$5 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}9 \cdot 10^{-4}$	400

летучих веществ к поверхности Земли, что привело к высокому градиенту концентраций ряда химических элементов, насыщения ими внешней оболочки – коры Земли. В дальнейшем фракционная дифференциация и другие побочные процессы разделения в этой зоне насыщения легкоплавкими и легколетучими соединениями привели к огромному разнообразию состава пород и числу фаз. Отметим попутно, что не вся масса легколетучих соединений сконцентрировалась в коре; частично они прошли насквозь этот экран, частично задержались в коре, например S, F, B (в скарнах), CO_2. Но главная масса N_2, H_2O, CO_2, HCl и, вероятно, инертных газов в процессе дегазации оказалась за пределами изверженных пород, зоны насыщения легкоплавкими и легколетучими соединениями. Распределение этих соединений в толще земной коры различно и не отвечает их первоначальным отношениям в материале хондритов. Процессы выплавления и дегазации мантии происходят в какой-то мере и в настоящее время, не вызывает также сомнения и течение интенсивных процессов разделения веществ в земной коре. Напомню, что изотопный состав не только рудного свинца, но и свинца–примеси любой другой руды: железной, медной и т.д. – показывает, что процесс их отторжения от магмы или породы закономерно происходил в разное время. Нет никакой однажды образовавшейся рудной оболочки. Современные оливиновые лавы имеют соответственно молодой абсолютный геологический возраст, определенный по радиоактивным методам (табл. 22).

Совершенно по-иному характеризуется процесс дифференциации вещества при образовании метеоритов. Как нам представляется, здесь, в свою очередь, можно видеть два разных процесса: один связан с образованием хондритов, железокаменных и железных метеоритов, а другой – с образованием всех остальных видов каменных метеоритов – ахондритов.

Не останавливаюсь на всех гипотезах образования хондр. Мне представляется, что близость их размеров, а также минералогического и химического состава у всех хондритов указывает на существование в какой-то стадии эволюции вещества метеоритов особого фазового состояния вещества. Это капельки тумана из жидкого силиката с достаточной упругостью пара, которые не давали сливаться каплям и которые путем многократной переконденсации подверглись самоочистке, причем эти капли могли

возникать, как это легко показать на опыте, из мельчайших кристалликов силикатов (например, оливина, энстатита и др.) при прохождении ими зоны с $T = 1800\,^{\circ}C$.

С этой точки зрения железокаменные метеориты, например палласиты, не являются собственно метеоритами, с незаконченным процессом выплавления железа из первоначального метеоритного вещества (?) (нечего говорить, что при этом исчезли бы все хондры); наоборот, они являются метеоритами, образовавшимися из капелек силикатов и Fe посредством агломерации. Тот факт, что огромное большинство метеоритов состоит или из отдельных хондр (нередко деформированных), или из мелких осколков зерен минералов, или, наконец, из крупных осколков, образующих брекчиевидные метеориты, и т.п., указывает на большое значение в процессе образования метеоритов явления столкновений, приводящих либо к механическому разрушению вещества, либо к агломерации тел разных размеров. Возможно, что оливин железокаменных метеоритов – наиболее "чистый" по своему составу – отвечает и наиболее высоким температурам образования этих метеоритов. С иным процессом связывается происхождение ахондритов.

Химический состав всех ахондритов, в частности по содержанию редких элементов, а также изотопный состав легких элементов, если их производить из материала, подобного хондритам, указывает, что этот процесс разделения не развивался глубоко, т.е. происходил в телах малого объема, когда образование зоны насыщения или коры, подобной земной коре, не могло происходить. Если процесс формирования земной коры протекал при участии значительной массы легколетучих соединений, то образование ахондритов, например бесполевошпатовых, шло без их участия или при большом их недостатке, как следствие малого радиуса тела, и при более высоких температурах, чем наблюдающиеся в земной коре. Можно сказать, что если в первом случае процесс шел в закрытой изолированной системе, то в другом случае (бесполевошпатовых ахондритов) система была более открытой, что приводило к потере летучих и преобладанию "сухого" процесса.

Образование полевошпатовых ахондритов напоминает механизм, который приводит к перерождению динасового кирпича, употребляемого для футеровки мартеновских печей, под действием высокой температуры и длительного времени. В динасе образуются зоны разного состава, и в переходной зоне происходит накопление Al_2O_3, CaO, TiO_2, что по составу напоминает полевошпатовые ахондриты.

В итоге я могу сказать, что дифференциация силикатных веществ больших и малых тел связана с системой $MgO–SiO_2$ и распределением разных элементов между фазами Mg_2SiO_4, $MgSiO_3$, SiO_2 при очень различных условиях.

Образование зон определенной мощности с высоким градиентом концентрации легкоплавких и легколетучих соединений, подобных земной коре, зависит не только от состава исходного материала, но и от мощности мантии, т.е. от размеров радиуса планет и других тел. В результате выплавления и дегазации в этих случаях остаточной породой является дунит (оливин). Сравнение распределения ряда элементов и изотопных отношений, а также зонная плавка метеоритов и силикатов указывают на различный характер процессов разделения метеоритов на разные типы и процессов дифференциации, происходящих в земной коре – фракционной кристаллизации, гидротермальной деятельности и т.д. Процесс идет в восстановительных условиях (см. табл. 22).

При образовании метеоритов можно различать два основных процесса: 1) смешение, агломерация силикатных хондр и масс железа, а также троилита в случае образования хондритов, железокаменных и каменных метеоритов и 2) образование ахондритов из хондритов на телах малого размера, вследствие чего отсутствуют достаточные количества легколетучих соединений и, наоборот, даже происходит их потеря.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белянкин Д.С., Иванов Б.В., Лапин В.В.* Петрография механического камня. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 584 с.
2. *Виноградов А.П.* Выступление на Совещании по вопросам космогении // Тр. 1-го Совещ. по вопр. космогении, апр. 1951 г. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 244–250.
3. *Виноградов А.П.* Геохимия изотопов // Вестн. АН СССР. 1954. № 5. С. 26–43.
4. *Виноградов А.П.* Изотопы свинца и их геохимическое значение // Сес. АН СССР по мирному использованию атомной энергии, 1–5 июля 1955 г.: Заседания ОХН. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 320–361.
5. *Виноградов А.П* Пути развития геохимии // Вестн. МГУ. 1955. № 4/5. С. 169–184.
6. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия. 1956. № 1. С. 6–52.
7. *Виноградов А.П.* Об изотопном составе и отношении $^{32}S/^{34}S$ метеоритов и Земли // Атом. энергия. 1958. Т. 4, вып. 1. С. 94.
8. *Виноградов А.П.* Изотопный состав пород Земли и метеоритов // Там же. Вып. 5. С. 409–416.
9. *Виноградов А.П.* Изотопные отношения в магматических горных породах // Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса: Тр. Геохим. симпоз., 20–24 дек. 1957 г. Москва М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 120–130.
10. *Виноградов А.П.* Возникновение биосферы // Возникновение жизни на Земле: Тр. Междунар. симпоз., 19–24 авг. 1957 г., Москва. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 28–41.
11. *Виноградов А.П., Донцова Е.И., Чупахин М.С.* Изотопный состав кислорода изверженных пород и метеоритов // Геохимия. 1958. № 3. С. 187–190.
12. *Заварицкий А.Н., Кваша Л.Г.* Метеориты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 247 с.
13. *Селиванов Л.С.* Химический анализ метеорита Саратов // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1940. Т. 20, № 4. С. 397–400.
14. *Трофимов А.В.* Изотопный состав серы в метеоритах и земных объектах // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66, № 2. С. 181–184.
15. *Трофимов А.В.* Изотопный состав углеродов магматических пород // Там же. 1952. Т. 85, № 1. С. 169–172.
16. *Baertschi P.* Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von ^{18}O und ^{13}C in Karbonatgesteinen und Mineralien // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1957. Bd. 37, H. 1. S. 73–152.
17. *Craig H.* The geochemistry of the stable carbon isotopes // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 3, N 2/3. P. 53–92.
18. *Ebert K.H., König H., Wänke H.* Eine neue Methode zur Bestimmung kleiner Uranmengen und ihre Anwendung auf die Uranalyse von Steinmeteoriten // Ztschr. Naturforsch. A. 1957. Bd. 2, H. 10. S. 763–765.
19. *Edwards G., Urey H.C.* Determination of alkali metals in meteorites by a distillation process // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 7, N 3/4. P. 154–168.
20. *Farrington O.C.* Meteorites. Chicago: Published by author, 1915. 233 p.
21. *Gordon B.M., Friedman L., Edwards G.* Caesium in stony meteorites // Geochim. et cosmochim. acta 1957. Vol. 12, N 1/2. P. 170–171.
22. *Holyk W., Ahrens L.H.* Potassium in ultramafic rocks // Ibid. 1953. Vol. 4, N 5. P. 241–250.
23. *Macnamara J., Fleming W., Szabo A., Thode H.G.* The isotopic constitution of igneous sulphur and the primordial abundance of the terrestrial sulphur isotopes // Canad. J. Chem. 1952. Vol. 30, N 1. P. 73–76.
24. *Noetzlin J.* Le mesure des rapports isotopiques et ses applications possibles à la volcanologie // Bull. Volcanol. Ser. 2. 1952. Vol. 12. P. 115–125.
25. *Onishi H., Sandell E.B.* Gallium in chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1956. Vol. 9, N 1/2. P. 78–82.
26. *Pinson W.H., Ahrens L.H., Frank M.L.* The abundance of Li, Sc, Sr, Ba, and Zr in chondrites and some ultramafic rocks // Ibid. 1953. Vol. 4, N 5. P. 251–260.
27. *Prior G.T.* The classification of meteorites // Miner. Mag. 1920. Vol. 19, N 90. P. 51–63.
28. *Strock L.W.* Zur Geochemie des Lithiums // Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. II Mat.-phys. Kl. 1936. N 15. S. 171–204.
29. *Urey H.C.* The planets. Their origin and development. L.; Cumberlege; Oxford: Univ. press, 1952. 245 p.
30. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N 1/2. P. 36–82.
31. *Wahl W.* The statement of chemical analyses of stony meteorites and the interpretation of the analyses in terms of mineral // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 416–426.
32. *Webster R.K., Morgan J.W., Smales A.A.* Caesium in chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1958. Vol. 15, N 1/2. P. 150–152.

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ*

СОДЕРЖАНИЕ

Введение
Некоторые принятые мною константы
Неприемлемость первичной плотной атмосферы
Состав атмосферы и океанической воды
Происхождение H_2O на поверхности Земли
О кислых газах
CO_2 или CH_4
Дефицит серы
Азот атмосферы
История кислорода
Водород
Диссипация газов
О нейтральных газах
Происхождение ^4He и ^3He
Аргон атмосферы
Возможные источники Ne в атмосфере
Откуда тяжелые инертные газы на Земле?
Дегазация мантии как причина образования состава атмосферы и океана
Земная кора
Мантия Земли
Сравнение химического состава пород земной коры и мантии
Изотопные отношения легких элементов в породах мантии и земной коры
Способ выплавления и дегазации мантии. Зонная плавка
Тепло планеты
Заключение

ВВЕДЕНИЕ

Трудно в краткой и сжатой форме представить химическую эволюцию Земли, в то время когда происходит бурная перестройка всего основания этой отрасли знания. Трудно еще и потому, что мы привыкли к известным представлениям о физической дифференциации вещества Солнца на планеты и вместе с тем забываем, что все планеты и темные туманности имеют различный химический состав.

И когда касаются химической эволюции Земли, то имеют в виду главным образом развитие химических процессов, идущих на поверхности Земли, в зоне выветривания, в водах гидросферы. Между тем все эти процессы являются лишь слабым отражением химических процессов, идущих на больших глубинах земного шара и распространяющихся радиально. Мне хотелось отказаться от этой традиции.

Оболочечное строение земного шара как будто бы в настоящее время не вызывает ни у кого сомнения. Остается в известной мере спорным вопрос о причинах изменения на разных глубинах земного шара скорости прохождения сейсмических волн и других свойств. Иными словами, эта неоднородность может быть связана либо с различием химического состава различных зон внутри Земли, либо только с условием состояния

*Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В.И. Вернадского, 30 марта 1954 г. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 47 с.

вещества при больших давлениях и повышенных температурах. Решение этой проблемы непосредственно связано с решением вопроса о способе образования оболочек Земли.

Основной проблемой химической эволюции Земли остается именно вопрос о способе дифференциации вещества Земли на оболочки, имеющие различный физико-химический характер – ядро, мантию с ее зонами, земную кору, гидросферу и т.д., и, конечно, вопрос об уровнях эволюции вещества, на которых эти процессы происходят. Если отвлечься от второстепенных деталей, то можно представить две господствующие системы взглядов на развитие химических процессов в Земле и, следовательно, способов образования оболочек.

Первый способ – образование земной коры и других оболочек в процессе так называемой первичной дифференциации земного вещества из "горячего" звездного материала Протопланеты, как это представляли, например, А. Ёйкен, В. Гольдшмидт, Г. Джеффрис и др. Второй способ – образование Земли из холодного космического материала с последующим саморазогреванием его, с частичным проплавлением и дифференциацией при этом вещества на оболочки. В.И. Вернадский, О.Ю. Шмидт и многие другие придерживались взгляда, что Земля никогда не была расплавлена. Химические представления об эволюции Земли развили Г.Юри, Г. Браун, а за последнее время – У. Рабей и многие другие. Для краткости в дальнейшем будем называть первый способ образования Земли "горячим", второй – "холодным".

Я прошу вас вспомнить, поскольку это было совсем еще недавно, о том, что большинство из нас были приверженцами теорий "горячего" способа образования и дифференциации Земли на оболочки, в частности так блестяще возрожденного в геохимии трудами В. Гольдшмидта. Именно эти представления вошли во все учебники. Вот почему я не могу ограничиваться здесь одними своими соображениями и должен буду невольно вернуть вас к некоторым фактам.

Но самые точные факты невозможно изложить, не связав их идеями или гипотезами. Как будет видно дальше, основной гипотезой в развиваемых представлениях является признание химического состава мантии Земли аналогичным составу вещества метеоритов.

НЕКОТОРЫЕ ПРИНЯТЫЕ МНОЮ КОНСТАНТЫ

Масса Земли	$5{,}975 \cdot 10^{27}$ г
" мантии	$\sim 4 \cdot 10^{27}$ г
" ядра	$\sim 2 \cdot 10^{27}$ г
" земной коры	$3{,}0 \cdot 10^{25}$ г
" гидросферы	$1{,}5 \cdot 10^{24}$ г
" осадочных пород	$2{,}0 \cdot 10^{24}$ г
" атмосферы	$5 \cdot 10^{21}$ г
Поверхность Земли	$5 \cdot 10^{18}$ см^2
Объем океана	$1{,}4 \cdot 10^{24}$ см^3

НЕПРИЕМЛЕМОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПЛОТНОЙ АТМОСФЕРЫ

Здесь и дальше я буду держаться химического аспекта проблемы, избегая, по возможности, астрофизической или космохимической аргументации.

Происхождение газовой и водной оболочек Земли и эволюцию их химического состава в течение всего времени существования нашей планеты часто связывали с представлением о существовании в далеком прошлом "первичной", "примитивной", "тяжелой" атмосферы, состоящей из кислых дымов и паров воды. Кстати, название "первичная" и т.п. атмосфера Земли до сих пор не имеет точного определения и разные авторы вкладывали в него различное содержание. Наиболее ортодоксальной точкой зрения было представление о "первичной" атмосфере Земли, образовавшейся из первичного "горячего" материала. Вещество Земли конденсировалось из этого

"горячего" звездного материала, охлаждалось, а все легколетучие вещества, пары и газы оказались на какое-то время на периферии планеты. Затем они обрушились на поверхность остывшей Земли и единовременно образовали таким образом современную атмосферу и океан. Однако ближайший анализ этих "тяжелых" условий образования современной атмосферы и океана показывает, что они были невозможны. Так, например, пары воды при условиях, о которых я говорю, создали бы давление, исчисляемое сотнями атмосфер. Дымы, подобные HCl, HF и особенно CO_2, создали бы парциальное давление в десятки атмосфер и т.д. Породы Земли, находящиеся в равновесии с этими количествами воды и химическими парами и газами, должны были бы растворить значительные их количества. Между тем изверженные породы содержат меньше 1% H_2O и еще меньше S, F, Cl, B и т.д. Различные минералы горных пород должны были бы изменить свой состав из-за действия активных газов, с которыми они были в равновесии. Осадочные породы в древнем архее должны были бы одновременно накопиться в количестве не меньшем, чем количество осадочных пород всех геологических периодов вместе взятых. В частности, среди осадочных пород этого начального периода жизни Земли должны были бы отложиться огромные количества карбонатов и т.д. Наконец, в составе современной атмосферы должны были бы сохраниться огромные количества инертных газов He, Ne, Ar, Kr, Xe, а также ^2H космического происхождения от "первичной" атмосферы и т.д. Но ничего этого нет. Таким образом, представления о "первичной" атмосфере Земли в науке оказались неприемлемыми, а сами идеи "горячего" способа образования планеты потеряли остроту, и на смену им пришли совершенно иные представления о способе образования атмосферы и океана.

СОСТАВ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ВОДЫ

Несколько лет назад в докладе на общем собрании Академии наук СССР я назвал вещества, в основном слагающие атмосферу и гидросферу, т.е. всю сумму жидких веществ паров и газов на поверхности Земли, особой планетарной фракцией вещества, имея в виду подчеркнуть общность их происхождения и их химической эволюции. Источником главных катионов солевой массы воды океана – Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+} и др. – безусловно были разрушавшиеся твердые горные породы литосферы. Что касается H_2O и главных анионов океанической воды – Cl^-, SO_4^{2-}, Br^-, F^-, а также борной кислоты и др., – то, как это неоднократно было показано, они не могли быть продуктами выветривания горных пород литосферы из-за малого содержания в этих породах. Нужно было найти иной мощный источник паров и газов, содержащих эти анионы. Таким источником паров и газов, выносимых на поверхность Земли, является непрерывная вулканическая и интрузивная деятельность – вынос H_2O, CO_2, HF, HCl, S, B с лавами, в гидротермальном процессе, со скарнами, при грейзенизации и при других многочисленных процессах, наконец, с горячими источниками, газовыми струями и т.д. Следует отметить поразительное сходство состава всех этих эманаций с составом атмосферы и океана. Это заставляло думать, что состав выделявшихся на поверхность газов и паров вулканических, поствулканических в результате интрузивной деятельности и других аналогичных эманаций мало изменялся во времени. Во всех рассматриваемых случаях выноса паров и газов из внутренних частей Земли основное место занимает H_2O, затем CO_2, далее Cl и т.д.

В составе современных атмосферы и океана можно различить три главные группы паров и газов: 1) H_2O и кислые дымы, CO_2, HF, HCl, H_2S, SO_2, $B(OH)_3$ и некоторые другие компоненты в малых количествах; 2) N_2, O_2 и H_2; 3) инертные газы He, Ar, Ne, Kr, Xe.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ H_2O НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Несмотря на значительное число определений воды в изверженных породах, они недостаточно точны. В среднем в изверженных горных породах содержится около 0,4% H_2O (конституционной и гидратной) и примерно столько же (0,5%) содержится H_2O в каменных метеоритах. Поэтому ни остаточные породы литосферы, ни литосфера в целом не могли быть источником H_2O, так как масса литосферы равна $2{,}4 \cdot 10^{25}$ г, т.е. соизмерима с массой воды на поверхности Земли – $1{,}5 \cdot 10^{24}$ г H_2O.

Единственным источником H_2O на поверхности Земли могли быть породы мантии. Если считать, что и они, подобно каменным метеоритам, содержат 0,4–0,5% H_2O, то общий запас H_2O в мантии составляет $2 \cdot 10^{25}$ г; следовательно, и количество воды на поверхности Земли относительно содержания H_2O в мантии в настоящее время составляет меньше 1% (табл. 1).

Во внутренних частях Земли, на глубине сотен километров, при давлениях свыше критических (10^3–10^5 атм), исчезают различия между твердым, жидким состоянием вещества и газом.

При разогревании вещества мантии, как будет видно дальше, происходит выплавление легкоплавкой фракции силикатов. H_2O, как и другие легколетучие соединения – HF, HCl, $B(OH)_3$ (возможно BF_3, BCl_3) и т.д., – находящиеся в веществе мантии, распределяются при этом между твердой фазой и легкоплавкой фазой, преимущественно в последней. Легкоплавкая фаза вещества в закрытой системе под действием гравитационной силы оттесняется к периферии Земли, увлекая с собой H_2O и другие летучие вещества, растворенные в ней. По мере приближения к поверхности Земли легкоплавкая фракция вещества мантии продолжает обогащаться H_2O и другими летучими продуктами. В земной коре происходит охлаждение расплава и кристаллизация его при некоторой повышенной температуре. При этом происходит освобождение H_2O. В конце концов, надкритическое состояние снимается и вода появляется в виде пара. Перегретые пары воды достигают поверхности, вынося с собой другие вещества, растворяющиеся в ней, или с парами H_2O – HCl, HF, S, $B(OH)_3$, а также многие другие, например при гидротермальном, пневмолитическом или вулканическом процессах.

Ниже мы еще вернемся к этому механизму дегазации воды.

В настоящее время нет возможности определять непосредственно в любом источ-

Таблица 1. Содержание легколетучих веществ в разных оболочках Земли (в %)

Название оболочки	H_2O	C	S	N	B
Гидросфера и атмосфера	97,0	$3 \cdot 10^{-3}$	$8{,}8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-5}$*	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$
Осадочные породы	5,0	$3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Земная кора (изверженные породы)	0,6	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Мантия (по составу каменных метеоритов)	0,5	$4 \cdot 10^{-2}$	1,8	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$

*$5 \cdot 10^{-5}$% N в гидросфере. Необходимо иметь в виду еще, что атмосфера содержит 755 г N на 1 см^2 поверхности Земли.

Название оболочки	F	Cl	Br	J
Гидросфера и атмосфера	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$	1,9	$6{,}5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Осадочные породы	$5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Земная кора (изверженные породы)	$7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
Мантия (по составу каменных метеоритов)	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$

Таблица 2. Содержание легколетучих веществ в разных оболочках Земли (в г на массу оболочки)

Название оболочки	H_2O	C	S	N	B
Гидросфера и атмосфера	$1{,}5\cdot10^{24}$	$1{,}4\cdot10^{19}$	$1{,}4\cdot10^{21}$	$4\cdot10^{21}$	$7\cdot10^{18}$
Осадочные породы	$1\cdot10^{23}$	$4\cdot10^{22}$	$6\cdot10^{21}$	$2\cdot10^{21}$	$2\cdot10^{20}$
Земная кора (изверженные породы)	$1{,}8\cdot10^{23}$	$6\cdot10^{21}$	$3\cdot10^{22}$	$6\cdot10^{19}$	$3\cdot10^{20}$
Мантия (по составу каменных метеоритов)	$2\cdot10^{25}$	$2\cdot10^{24}$	$7\cdot10^{25}$	$4\cdot10^{21}$	$8\cdot10^{21}$

Название оболочки	F	Cl	Br	J
Гидросфера и атмосфера	$2\cdot10^{18}$	$3\cdot10^{22}$	$1\cdot10^{20}$	$8\cdot10^{16}$
Осадочные породы	$1\cdot10^{21}$	$4\cdot10^{21}$	$1\cdot10^{19}$	$2\cdot10^{18}$
Земная кора (изверженные породы)	$2\cdot10^{22}$	$6\cdot10^{21}$	$6\cdot10^{19}$	$1\cdot10^{19}$
Мантия (по составу каменных мемеоритов)	$2\cdot10^{23}$	$4\cdot10^{23}$	$2\cdot10^{22}$	$4\cdot10^{21}$

нике воды, поднимающемся на поверхность Земли, пай ювенильной воды. Некоторые надежды в этом направлении, может быть, имеются в области изучения изотопных равновесий, в частности изотопов H и O.

Попытки оценить пай ювенильной воды, например, выносимой в настоящее время вулканами, по косвенным признакам приводят к величинам порядка нескольких процентов от общей массы воды, выбрасываемой вулканами. Остальная масса – вода возрождения, неоднократно участвующая в круговороте веществ на поверхности Земли.

О КИСЛЫХ ГАЗАХ

С парами воды при вулканических извержениях и при других магматических процессах на поверхность Земли выносятся до сих пор огромные количества HF, HCl(HBr, HJ), борной кислоты, а также CO_2 и S в различных формах. Ныне действующие вулканы в течение года выносят в атмосферу миллионы тонн HF или HCl (например, Катмай, Везувий).

Элементарный расчет показывает, что источником HF, HCl, борной кислоты являются пары и газы, генерируемые веществом мантии. В табл. 2 приведено содержание этих газов в атмосфере, гидросфере и осадочных породах земной коры, в изверженных породах и мантии.

В общем, галогениды выносятся на поверхность Земли пропорционально их содержанию в породах мантии (каменных метеоритах).

Значительная часть галогенидов и бора фиксируется в породах земной коры и не достигает поверхности Земли: например, F, Cl удерживаются в минералах метасоматических пород (при $F–CO_2$-метасоматозе), в минералах скарнового происхождения (особенно при контакте с доломитами), образуя гипогенные месторождения B и т.д.

CO_2 ИЛИ CH_4

Углерод в диспергированном состоянии, нередко в виде микроскопических включений, включая графиты (если не говорить о других исключительных случаях), содержится во всех магматических породах, в дунитах и т.д. в среднем в количестве ~0,01–0,1%. Его содержание несколько увеличивается от основных пород к ультраосновным и каменным метеоритам. В вулканических газах и других эманациях, в газовых струях встречается углерод в виде CO_2, CO. Вероятно, это вторичная форма состояния

углерода в результате окисления породного углерода кислородом воды или окислами металлов Fe_2O_3, FeO и др., что легко происходит при повышенных давлениях и температурах даже при реакции твердое–твердое. Встречающийся вместе с ними CH_4 может также возникать вторично в результате различных реакций рассеянного в породе C, например по реакции $C + 2H_2 = CH_4$ или $CO + 3H_2 = CH_4 + H_2O$, $CO_2 + 4H_2 = CH_4 + 2H_2O$ и т.д., в частности на раскаленной лаве. Заметим, что форма углерода в веществе протопланеты в виде CH_4 при низких температурах и избытке H_2 термодинамически наиболее вероятная. В связи с этим следует вспомнить эффективные случаи нахождения в пустотах, трещинах, магматических основных и ультраосновных породах под большим давлением не только CO_2, но и CH_4 и H_2, например у нас в стране в ультраосновных породах Урала, среди интрузивных пород Кольского полуострова и в других местах. Очень вероятно, что в случае отсутствия в достаточном количестве в древней атмосфере свободного кислорода углерод поступал из внутренних частей Земли и в виде CH_4, и только позже в атмосфере он был окислен до CO_2. К настоящему времени условия изменились, и газы, подобные CH_4, NH_3, S и др., встречаются на поверхности Земли с мощной оксисферой. Однако эта метановая фаза в истории углерода остается дискуссионной. Признание ее приводит к ряду следствий.

В настоящее время мы преимущественно встречаемся с CO_2. Но я не думаю, что мне нужно останавливать ваше внимание, хотя и на очень важных вопросах круговорота CO_2 в биосфере или на ее балансе на поверхности Земли, определявших в значительной мере физико-химическую обстановку на поверхности Земли, так как эти вопросы в известной мере стали достаточно тривиальными. Поэтому наши стремления направлены главным образом к отыскиванию надежных и общих всем геологическим эпохам, но сохранившихся еще признаков в составе всех пород, руд, коррелирующихся с концентрацией CO_2 в атмосфере эпохи или с интенсивностью ее поступления в определенное время на поверхность Земли.

Количество карбонатов, захороненных в осадках определенных эпох, не является прямым показателем концентраций CO_2 в атмосфере и океане того или иного определенного геологического времени.

Образование карбонатов происходит путем разрушения бикарбонатов Ca при испарении морских бассейнов, либо в результате фиксаций $CaCO_3$ на скелеты организмов, либо, наконец, вследствие поглощения CO_2 при фотосинтезе. Но эти процессы прямо не зависят от концентрации CO_2 в океане и атмосфере и указывают лишь на изменившиеся некоторые физико-химические условия, например отношения поверхности континентов к поверхности океана и т.п. Действительно, испарение морских бассейнов достигает существенного масштаба с момента возникновения эпейрогенических плоских континентальных морей. Они расширяются тогда, когда появляются широкие платформы континентов, т.е. где-то около $2{,}5 \cdot 10^9$ лет назад или несколько раньше. Именно на этих платформах, где были мелкие моря, находятся в осадках до 50% по весу карбонатов вместо 15% (в среднем) для всех осадочных пород Земли. Но этот факт никак прямо не указывает на концентрацию CO_2 в атмосфере и океане того времени и тем более на интенсивность поступления CO_2 в атмосферу. Конечно, эпохи интенсивного вулканизма и магматической деятельности указывают на относительное повышение CO_2 на поверхности Земли, но абсолютное ее содержание остается неизвестным. Может быть все же мы могли бы постулировать, что при прочих равных условиях содержание углерода в осадках определенных эпох прямо коррелирует с содержанием CO_2 в атмосфере и океане этого времени, поскольку жизнедеятельность организмов (главным образом растений) направлена только в одну сторону – на исчерпание из атмосферы и фиксацию всего углерода в осадках[1].

---

[1] Дыхание составляет 15% от процесса фотосинтеза.

ДЕФИЦИТ СЕРЫ

Несколько слов о сере. В вулканических эманациях она находится в виде S, H_2S, SO_2 и, возможно, в виде других соединений. Это сложное равновесие разных форм S в вулканических дымах вызвано контактом ее с кислородом современной атмосферы. Пламя, наблюдаемое над жерлом вулканов, вызвано горением серы. Многие вулканы, подобно вулканам Курильской гряды или вулканам Японии и многим другим, выделяют вместе с парами воды элементарную серу, которая в отличие от биогенной серы осадочных пород содержит Se. Ее изотопный состав $^{32}S/^{34}S$ отвечает изотопному составу серы метеоритов, а не серы сульфатов морской воды, с которыми пытались в прошлом связать генезис серы вулканов. Главная масса серы фиксируется в виде сульфидов Fe и других тяжелых металлов ниже уровня поверхности Земли. И по-видимому, только небольшая ее часть достигает поверхности Земли. Во всяком случае, метеориты содержат в среднем 1,8% S, в породах же земной коры ее содержится $\sim 0{,}005\%$. Следовательно, содержание серы в земной коре (рассеянной в породах, находящейся в виде сульфатов или в виде сульфидов тяжелых металлов и т.п.) по крайней мере на порядок ниже, чем можно было бы ожидать (даже без процессов, которые ведут к ее обогащению в породах). Мы должны сделать вывод, что первичный (метеоритный) материал планеты не содержал серы в обычных для метеоритов количествах, – или мы еще не знаем серы, не знаем законов ее распределения внутри Земли. Эта неясность подрывает в известной степени метеоритную гипотезу и не находит достаточно убедительного объяснения этого факта. Вероятно, мы еще недостаточно знаем все возможные равновесия серы (и ее соединений) с породами, которые приводят к удержанию серы или ее соединений во внутренних частях мантии или коры.

С момента появления фотосинтетического кислорода и постепенного окисления S и H_2S усиливается поступление SO_4^{2-} в океаническую воду и появление осадков гипсов и ангидритов. Это очень важный момент в истории океана. Он заслуживает особого внимания.

АЗОТ АТМОСФЕРЫ

Легкий газ N_2 занимает первое место в составе атмосферы Земли. Он постоянно обнаруживается в вулканических газах в долях процента, но источник его здесь недостаточно установлен. Не примесь ли это азота воздуха? В виде налетов были найдены нитриды Fe_5N_2 и др. в лавах Этны, Везувия, а осборнит TiN однажды наблюдался в виде мельчайших кристалликов в метеорите(?). Но в общем это очень редкое твердое соединение азота, по-видимому, образующееся в лаве при контакте ее с атмосферой. Конечно, не исключено, что нитриды встречались в метеоритном веществе и хотя бы частично могли быть источником N_2 в атмосфере. С водой нитриды образуют NH_3. Но мне представляется, что слишком много придавали значения обнаруженным нитридам в смысле возможного источника азота атмосферы и, наоборот, пренебрежительно мало придавали значения более мощному процессу выделения вулканами и особенно фумаролами NH_4Cl и других соединений NH_3. Достаточно напомнить о тосканских фумаролах, непрерывно выделяющих NH_4Cl уже в течение сотен лет, и др.

В рыхлых породах Камчатки на огромных расстояниях от вулканов мы обнаруживали постоянно $10^{-2}-10^{-3}\%$ NH_3Cl. Еще Л.Рэлей обратил внимание на то, что азот в горных изверженных породах возможно присутствует не в виде элементарного газа, а в химически связанном состоянии. По современным определениям, в изверженных породах находятся $\sim 0{,}0005$ см^3, в каменных метеоритах $\sim 8 \cdot 10^{-4}$ см^3 на грамм породы. Особенно интересно отметить малое содержание N_2 в дунитах: $\sim 4 \cdot 10^{-4}$ см^3 на грамм породы. Но форма нахождения азота в изверженных горных породах непосредственно не определялась. Полагали (и не основательно), что NH_4Cl вулканов и фумарол синтезируется на раскаленной лаве из азота воздуха и водорода от диссоциации воды. Термодинамически невозможно получение NH_3 подобным образом в условиях, когда в системе присутствует кислород. Мы произвели опыт синтеза NH_4Cl на

раскаленной лаве из H_2, N_2 в отсутствие O_2, и, как следовало ожидать, опыт удался. Однако подобных условий в толще изливающейся лавы представить невозможно. Кислород воздуха присутствует всегда, если даже он частично и поглощается лавой, окисляя ее. Хлор для образования NH_4Cl, очевидно, поступает также с лавой или с газом вулканов, а не из воздуха, где его нормально меньше 10^{-5} г в 1 м^3 воздуха.

Все это делает вероятным догадку, что источником азота атмосферы могут быть NH_3 изверженных пород, вулканов. Иными словами, мы должны признать NH_4Cl фумарол и других поствулканических эксгаляций веществом ювенильного происхождения. Очень вероятно также, что в присутствии большого количества H_2 в протопланете наиболее устойчивой формой нахождения азота был именно NH_3 или NH_4^+, который затем в виде твердого соединения при низких температурах сохранился в веществе, образовавшем планету. При разогревании вещества планеты NH_3 был дегазирован и оказался в атмосфере Земли, где легко мог быть затем окислен до N_2 кислородом воздуха. Таким образом, атмосфера и океаническая вода в очень далеком прошлом содержали ион NH_4^+ не биогенного характера.

ИСТОРИЯ КИСЛОРОДА

Кислород занимает второе место в составе атмосферы, и с ним, казалось бы, все ясно. Общепризнано, что кислород появился в атмосфере, по крайней мере в значительных количествах, с момента фотосинтетической деятельности растений, т.е. около $2{,}0–2{,}5 \cdot 10^9$ лет назад. Но поскольку в древней атмосфере всегда были H_2O, CO_2 и другие кислородные соединения, совершенно не исключено было образование в атмосфере свободного кислорода в результате фотодиссоциации H_2O, CO_2, особенно в верхних слоях атмосферы. Конечно, процесс этот медленный, и интенсивно действующие вулканы, выбрасывавшие NH_4Cl, S и другие легкоокисляющиеся вещества, не способствовали накоплению O_2 в древней атмосфере, которая, таким образом, короткое время имела более восстановительный характер. Однако кислородная атмосфера, если даже и образовалась когда-либо из H_2O путем фотохимической диссоциации, не сохранилась, так как изотопный состав современного кислорода атмосферы, как мы сейчас увидим, далеко не отвечает изотопному составу кислорода воды.

С момента возникновения фотосинтетической деятельности растений кислородный баланс атмосферы стал стабильным. Но изотопный анализ кислорода фотосинтеза и кислорода атмосферы, а также изучение разнообразных изотопных равновесий O_2 в природе показали, насколько мы еще далеки от истины в смысле происхождения O_2 атмосферы. Действительно, в результате фотосинтеза, как мы показали, происходит процесс дегидрогенизации H_2O (а не восстановление CO_2, как думали прежде) по реакции $H_2{}^{16}O + C^{18}O_2 = (HCOH)_n + {}^{16}O_2$. Таким путем в атмосферу поступает более легкий кислород, чем кислород CO_2. Это было достаточно подтверждено позже. Но не в этом дело. А вот кислород атмосферы оказался тяжелым – на 2,3% тяжелее по сравнению с кислородом фотосинтеза. Возник, естественно, вопрос: какой процесс, по мощности, очевидно, не уступающий процессу фотосинтетического образования легкого O_2, утяжеляет этот фотосинтетический кислород в атмосфере? Наиболее вероятно было предположить, что это объясняется преимущественным связыванием легкого кислорода в процессе окисления отмирающего органического вещества и дыхания организмов. Непосредственный опыт нам показал, что этот разделительный процесс, например в океанической воде, действительно происходит. Однако определенный нами коэффициент разделения в этом процессе недостаточен и не может объяснить имеющегося эффекта утяжеления атмосферного кислорода.

В результате остается одна надежда объяснить процесс образования кислорода атмосферы при помощи фотодиссоциации CO_2 в верхних слоях атмосферы, идущей с малой интенсивностью, но с большим коэффициентом разделения. Таким образом, кислород атмосферы создается за счет фотосинтетической деятельности растений и, по-видимому, в результате проникновения в атмосферу из высоких слоев атмосферы "тяжелого"

кислорода от фотодиссоциации под ультрафиолетом CO_2. Таким образом, этот "тяжелый кислород" плюс процесс преимущественного связывания легкого кислорода при окислении органического вещества приводят к утяжелению кислорода атмосферы. Можно предвидеть в таком случае, что небольшие изменения в содержании CO_2 в атмосфере и океане (где главным образом происходит изотопный обмен $H_2{}^{18}O + C^{16}O_2 \rightarrow H_2{}^{16}O + C^{18}O_2$, ведущий к большему утяжелению воды при большом содержании CO_2) могут изменять изотопный состав кислорода атмосферы в течение жизни Земли.

ВОДОРОД

Водород и его изотопы – D и T – не инертные газы, но в некоторых отношениях напоминают их по своему поведению. Так, например, H так же много, как и He в веществе звезд, и так же мало, как и He в атмосфере Земли. Иными словами, "космический" водород сохранился на Земле практически только в виде соединения H_2O.

Весь водород атмосферы, как и He, вторичный. Он возник в результате многочисленных химических реакций, происходящих в земной коре, с H_2O.

Несмотря на то что в атмосферу непрерывно поступает H_2 из подземных газовых струй и т.п., главным образом химического и биохимического происхождения, его накопление в атмосфере не происходит. Вероятно, частично из-за рекомбинации с O_2 в тихих разрядах и на свету в H_2O. В какой-то мере возможна его диссипация с поверхности Земли. Как уже я говорил выше, потеря H_2 (и может быть ^3He, ^4He), по-видимому, имеет место. В атмосфере наблюдается относительно повышенное содержание D – на 25% по сравнению с составом водорода пресной воды. Интересно, что содержание D в водороде из метеоритов ниже его содержания в пресной воде. Поэтому можно предполагать, что на поверхности Земли водород содержит несколько больше D, чем H_2 из пород мантии. Наибольшее содержание D оказывается в водороде из морской воды (обогащение, вызванное разделением изотопов водорода при непрерывном процессе ее испарения и конденсации). T возникает в атмосфере под космическим излучением по реакции $^{14}N + n = {}^4He + {}^3T \rightarrow {}^3He$ (или по другой аналогичной реакции); поэтому значительная часть его содержится в атмосфере и очень малая путем обмена захватывается поверхностными водами. В изверженных породах, подземных газовых струях, подземных водах он практически не обнаруживается, хотя не исключено, что он может в очень малых количествах образоваться в нейтронном поле Земли.

ДИССИПАЦИЯ ГАЗОВ

Потеря газов атмосферой зависит от силы гравитационного поля Земли и, следовательно, от скорости движения молекул газов, поэтому $v^2 = 2gM/R$. Расчеты показывают, что потеря газов с Земли возможна только для самых легких газов.

	500 K	1000 K	2000 K
$^1H^*$	$2{,}4 \cdot 10^7$	$3{,}6 \cdot 10^4$	$1{,}8 \cdot 10^3$ (годы)
^2D	$1{,}4 \cdot 10^{13}$	$1{,}3 \cdot 10^7$	$1{,}4 \cdot 10^4$
^3T	$1{,}5 \cdot 10^{20}$	$2{,}9 \cdot 10^{10}$	$4{,}6 \cdot 10^5$
^3He	$1{,}5 \cdot 10^{20}$	$2{,}9 \cdot 10^{10}$	$4{,}6 \cdot 10^5$
^4He	$4{,}2 \cdot 10^{25}$	$4{,}0 \cdot 10^{13}$	$2{,}4 \cdot 10^7$
^4N	10^{92}	10^{45}	$3{,}9 \cdot 10^{22}$

*При расчете диссипации введен множитель 10^7 (отношение действительной массы атмосферы к массе гипотетической атмосферы, имеющей температуру на всех высотах и плотность частиц, равные у всей земной поверхности).

Возраст Земли $\sim 5 \cdot 10^9$ лет, поэтому соизмеримое время возможной потери имеют только изотопы водорода. Так как на высотах около 1000 км возможны температуры выше 1000 K, то возникает подозрение о возможной потере и He. Потеря других газов

с поверхности Земли в сколько-нибудь заметном количестве невозможна, как это видно, например, по приводимым данным для ^{14}N. Поэтому объяснение отсутствия тяжелых инертных газов Ar, Ne, Kr, Xe – в космических количествах на Земле, в атмосфере путем их диссипации с Земли явно не состоятельно.

О НЕЙТРАЛЬНЫХ ГАЗАХ

Нейтральные газы He, Ne, Ar, Kr, Xe находятся в ничтожно малых количествах в атмосфере Земли по сравнению с их распространением на звездах. Легко представить, что в стадии протопланеты эти газы из-за их химической инертности, в условиях космического вакуума, о чем я уже говорил, были потеряны. Однако эта потеря могла быть полной или неполной; некоторая часть этих космических газов все же сохранилась на Земле. Сравнительный изотопный анализ инертных газов Земли и метеоритов позволит ответить на этот вопрос и тем способствовать решению проблемы происхождения инертных газов на Земле. Помимо возможного первичного космического происхождения этих газов, возможны, как мы сейчас увидим, еще и другие источники этих газов на Земле.

В Земле, в горных породах, существует слабое нейтронное поле вследствие образования небольшого числа нейтронов либо в результате образования минералов (или контакта) урана и тория с Be, Li, F, B и другими элементами, имеющими большие сечения реакций (α, n), подобно нашим искусственным нейтронным источникам из Po + + Be и т.п., либо в результате спонтанного деления U и Th, либо деления ^{235}U на нейтронах. Помимо этого, ядерные реакции ряда других элементов по типу (α, n) и (n, α) и др., как мы увидим дальше, вызывают также образование изотопов нейтральных газов. Наконец, газообразные изотопы ^4He, ^3T и ^{14}C возникают под действием космического облучения атмосферы. Следует отметить также нарушение отношений для стабильных изотопов ряда газов в результате изотопного обмена, например H и т.д.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ^4He И ^3He

Гелий имеет, как известно, два изотопа – ^4He и ^3He. ^4He на Земле образуется радиогенным путем как конечный продукт распада U и Th. В настоящее время мантией и корой генерируется в год $\sim 5 \cdot 10^9$ г ^4He. Его количество в атмосфере составляет $\sim 3{,}5 \cdot 10^{15}$ г, т.е. меньше, чем можно было бы ожидать, исходя из радиоактивного распада U и Th на Земле за все время ее жизни. Значительная часть ^4He удерживается в породах, не попадая в атмосферу. С другой стороны, возможна некоторая потеря ^4He с Земли вследствие его отлета, диссипации.

^3He, как мы только что видели, главным образом возникает в атмосфере под действием космического излучения и значительно меньше – вследствие ядерных процессов в породах. Он заметно не увлекается из атмосферы породами Земли.

Отношение $^3He/^4He$ для атмосферы в 10 раз выше, чем для литосферы. В радиоактивных минералах $^3He/^4He \simeq 1 \cdot 10^{-7}$, в газовых струях $\simeq 1{,}5 \cdot 10^{-7}$, а в атмосфере – до $1{,}5 \cdot 10^{-6}$. В каменных метеоритах, где ^4He частично радиогенного происхождения и частично результат воздействия космического излучения на вещество метеорита, отношение $^3He/^4He$ составляет 0,02, а в железных метеоритах, содержащих очень мало U и Th, где ^4He и ^3He в основном являются остаточными ядрами от глубокого скалывания ядер железа под действием космического излучения, отношение $^3He/^4He \simeq$ $\simeq$ 0,3. Следовательно, весь ^4He атмосферы Земли радиогенного происхождения и не имеет отношения к первичному космическому ^4He звезд. ^3He непрерывно возникает в атмосфере в заметном количестве.

АРГОН АТМОСФЕРЫ

Аргон имеет три изотопа. В атмосфере и породах Земли, в вулканических газах резко преобладает ^{40}Ar, и, как сейчас установлено, источником его является процесс $^{40}K \rightarrow e \rightarrow {}^{40}Ar$. Количество ^{40}Ar в породах зависит от содержания K и возраста минерала или породы. Некоторые минералы, например бериллы, нередко содержат избыточное количество Ar (да и других инертных газов, например ^{4}He). Известны два объяснения: либо ^{40}Ar захватывался из среды при кристаллизации минерала – в земной коре, либо дегазация пород происходила неравномерно в зависимости от различных условий, например интенсивнее дегазировались более древние породы, чем более молодые.

Многие исследователи считают, что ^{40}Ar атмосферы появился в результате выветривания горных пород земной коры. Их подсчеты показывают, что количество Ar атмосферы, а именно $6{,}6 \cdot 10^{19}$ г Ar могло образоваться из разрушенных изверженных пород за геологическое время жизни планеты. Вероятно, совпадение этих данных носит случайный характер, так как: 1) не весь ^{40}Ar элиминируется из осадочных пород земной коры при процессах их выветривания и 2) ^{40}Ar поступает в заметных количествах и из более глубинных областей Земли, например при помощи вулканов, в газе которых находили ^{40}Ar и иногда в отношении Ar/N большем, чем в атмосфере. Так, например, соффиони Лардорелло в год выносят $4{,}4 \cdot 10^{4}$ г Ar. Вопрос значительно сложнее, чем сейчас представляется, и несомненно в генерации Ar участвует мантия. Что касается ^{36}Ar и ^{38}Ar, то их отношение в атмосфере составляет ~5,35.

В калийных минералах отношение $^{36}Ar/^{38}Ar$ несколько изменяется (в зависимости от содержания K и возраста минерала) и стремится к 5,7. В радиоактивных минералах (U и Th) отношение $^{36}Ar/^{38}Ar$ также стремится к 5,2.

В газах фумарол, соффиони содержание ^{36}Ar как будто бы относительно меньше и отношение $(^{40}Ar/^{36}Ar$ газ$)/(^{40}Ar/^{36}Ar$ атм$) = 1{,}7$.

В метеоритах, где ^{38}Ar и ^{36}Ar являются остаточными ядрами от скалывания ядер железа и других элементов под действием космического излучения, также ^{36}Ar в 1,5–2 раза больше ^{38}Ar. Однако бомбардировка Fe и других тяжелых металлов на ускорителях частицами высоких энергий от 340 МэВ до 3 ГэВ дает максимум выхода ^{38}Ar и отношение $^{36}Ar/^{38}Ar$ равно 0,7.

Нахождение в атмосфере, породах, метеоритах $^{36}Ar/^{38}Ar$, обратное тому, что требует теория ядерного происхождения ^{36}Ar и ^{38}Ar, возможно, объясняется побочными реакциями в породах с элементарными частицами, например $^{41}K(n, \alpha)^{38}Cl \rightarrow \beta \rightarrow {}^{38}Ar$, или $^{35}Cl(\alpha, n)^{38}K \rightarrow \beta \rightarrow {}^{38}Ar$, или $^{38}K \rightarrow {}^{38}Ar$ и т.п. Следовательно, весь ^{40}Ar атмосферы радиогенного характера, как и ^{36}Ar и ^{38}Ar, для которых, однако, не совсем ясен механизм их образования в минералах[2] (табл. 3).

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ Ne В АТМОСФЕРЕ

В атмосфере резко преобладает изотоп ^{20}Ne (90,87%) и меньше других – ^{21}Ne (0,3%) и ^{22}Ne (8,82%). Космическая распространенность изотопов Ne рассчитана по его распространенности на Земле. Отношение Ne (практически ^{20}Ne) к Ar (практически ^{40}Ar) для атмосферы ($1{,}7 \cdot 10^{-3}$), изверженных пород ($3{,}8 \cdot 10^{-3}$), газовых струй ($2{,}5 \cdot 10^{-3}$), каменных метеоритов ($1 \cdot 10^{-3}$) одного порядка или одинаково. Но изотопный состав неона каменных и особенно железных метеоритов значительно отличается от изотопного состава неона атмосферы. В железных метеоритах отношение $^{20}Ne/^{21}Ne/^{22}Ne$ приближается к 1. Отсюда можно сделать вывод, что в метеоритах значительная часть неона представляет собой остаточные ядра после глубокого расщепления ядер Fe и других элементов.

---

[2] ^{40}Ar в железных метеоритах частично образуется из ^{40}K, образующегося, в свою очередь, в результате космического облучения.

Таблица 3. Изотопный состав некоторых инертных газов атмосферы, изверженных пород и метеоритов

Объект исследования	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{38}Ar/^{36}Ar$	$^{21}Ne/^{20}Ne$	$^{22}Ne/^{20}Ne$	$^{3}He/^{4}He$
Атмосфера	296	0,187	0,00283	0,093	$1 \cdot 10^{-6}$
Изверженные породы земной коры	–	0,5	–	–	$1 \cdot 10^{-9}$
Каменные метеориты	–	0,6	0,6	0,6	0,02
Железные метеориты	–	1,6	0,89	0,98	0,3

Таблица 4. Изотопный состав тяжелых инертных газов (в %)

Объект исследования	^{83}Kr	^{84}Kr	^{86}Kr	^{129}Xe	^{131}Xe	^{132}Xe	^{134}Xe	^{136}Xe
Атмосфера	11,48	57,0	17,43	26,2	21,1	26,96	10,5	8,95
Спонтанное деление ^{238}U (смолка)	9,0	21,0	70,0	1,2	7,0	22,2	33,0	36,0
Деление ^{235}U на нейтронах	16,0	29,0	55,0	4,8	13,5	19,0	35,0	29,0

Что касается происхождения неона в атмосфере, то нужно заметить, что в радиоактивных минералах – уранините и др. – наблюдалось относительное увеличение содержания ^{21}Ne и ^{22}Ne по сравнению с содержанием ^{20}Ne. При этом имеются все основания считать, что образование, например, ^{21}Ne в значительной степени может быть объяснено реакцией $^{18}O(\alpha, n)^{21}Ne$. Несмотря на то что относительное повышение содержания ^{22}Ne в радиоактивных минералах наблюдалось, ядерная реакция, в результате которой происходит образование ^{22}Ne, еще не ясна. Если отказаться от космического происхождения ^{20}Ne, преобладающего в атмосфере, то других объяснений найти нельзя.

Таким образом, происхождение ^{21}Ne (и, вероятно, ^{22}Ne) – несомненно связано с радиоактивными процессами в Земле. Что же касается ^{20}Ne, то требуются дальнейшие исследования.

ОТКУДА ТЯЖЕЛЫЕ ИНЕРТНЫЕ ГАЗЫ НА ЗЕМЛЕ?

Источником ряда изотопов тяжелых газов Kr и Xe на Земле, как показали Г.Тод и др., являются два конкурирующих процесса – спонтанное деление ^{238}U и деление ^{235}U на нейтронах (табл. 4).

Изотопный состав Kr и Xe из радиоактивных минералов лежит между изотопными спектрами этих двух процессов. При этом содержание ^{129}Xe является показателем того или другого процесса, поскольку вклад ^{129}Xe при спонтанном делении составляет 0, а при делении на нейтронах ~1% от выхода всех осколков. При этом в природных процессах наблюдается сдвиг выходов этих инертных газов в сторону более тяжелых изотопов. Отношение Xe/Kr в газах урановых и других минералов равно ~7,5, а отношение Xe/Kr в атмосфере ~0,08 (т.е. имеют обратное отношение), хотя, например, отношения Xe + Kr/Ar и для газов пород и для инертных газов атмосферы очень близки, если не одинаковы – $1{,}9 \cdot 10^{-4}$ и $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ соответственно. При этом в атмосфере преобладают нечетные изотопы ^{129}Xe, ^{131}Xe. Предполагают, что ^{129}Xe является дочерним продуктом ^{129}J, образующимся при делении ядер урана.

Интересно, что и в Xe, выделенном из древнего образца теллуро-бивисмутита, оказалось заметное обогащение именно ^{129}Xe и ^{131}Xe. Возник основной вопрос о происхождении именно избытка ΣKr по сравнению с ΣXe, и не только по отношению к ΣXe, а, что особенно интересно, высокого содержания Kr по отношению к Ne. Так, например, Ne/Kr в атмосфере ~18, тогда как космическая распространенность этих газов дает $Ne/Kr \simeq 10^6$. Может быть, скорости дегазации у Kr и Xe очень различны? Поэтому сейчас нет никакого основания считать эти следы тяжелых инертных газов атмосферы космического происхождения захваченными веществами Земли при ее образовании. Если бы они были окклюдированными газами на веществе протопланеты, то при дальнейшей кристаллизации вещества они не были бы "упакованы" в решетке, подобно аргону, а оказались бы в тонких трещинах и т.п. и при нагреве породы быстро были бы высвобождены в атмосферу, но в иных отношениях, чем наблюдается сейчас в атмосфере.

ДЕГАЗАЦИЯ МАНТИИ КАК ПРИЧИНА ОБРАЗОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Из того краткого анализа поведения газов, который только что был сделан, следует, что холодное твердое негомогенное вещество, приближающееся по составу к метеоритам, из которых формировалась планета, не удерживало газов, паров и других летучих веществ, если они не давали с ним химического соединения.

Это было причиной отсутствия на Земле космических количеств всех инертных газов. Они были потеряны на стадии протопланеты. И кстати сказать, никто не наблюдал инертных газов и на других планетах.

В атмосфере происходит накопление большинства инертных газов. Их изотопные составы не отвечают изотопным составам инертных газов первичного космического происхождения. Эти газы являются вторичными, образованными самой Землей.

В результате адиабатического сжатия, а затем и накопления радиоактивного тепла произошло разогревание вещества планеты, выплавление легкоплавкой фракции. Разогревание, в частности, вызвало и процесс освобождения легколетучих соединений из пород внутри Земли, прежде всего газов, их дегазацию из мантии.

Образование земной коры шло путем выплавления легкоплавкой фракции силикатов параллельно с дегазацией. Поэтому земная кора, по крайней мере в начале процесса, не могла быть первичным источником легколетучих соединений, газов. Газы поступали на поверхность через нее. Непосредственное сравнение содержания H_2O, CO_2 (C), F, Cl и других газов в атмосфере, гидросфере, в земной коре и мантии (см. табл. 2) убеждает в том, что только вещество мантии могло обеспечить поступление на поверхность Земли всего того количества легколетучих соединений, которые находятся на поверхности Земли. Очевидно, это относится и к другим газам. С образованием современной земной коры – зоны насыщения легколетучими веществами – ее участие в процессе дегазации стало существенным.

Можно предположить, что и в настоящее время мантия участвует в продуцировании легколетучих соединений по крайней мере мощностью до уровня наиболее глубокофокусных землетрясений, т.е. до 800–900 км. Легколетучие вещества – газы – частично поступали на поверхность Земли в результате интрузивной деятельности, частично в результате вулканической деятельности, что привело к концентрации в зоне земной коры легколетучих соединений, создавалось здесь насыщение ими. Эти вещества вступали в реакцию с породами земной коры и внешними частями мантии на разных уровнях этого вертикального разреза внешней зоны Земли. Ниже, рассматривая механизм выплавления (и дегазации), мы еще вернемся к способу радиального поступления газов на поверхность Земли и попытаемся оценить в этом смысле различные формы магматической деятельности Земли. Заметим, что уровни, которые достигались различными легколетучими веществами – газами, – несомненно, были различны.

Распределение разных легколетучих соединений по толще земной коры различно и не отвечает их первичным отношениям в мантии.

Не вся отторгнутая масса легколетучих веществ сконцентрировалась на поверхности Земли. Одни газы прошли насквозь экран – земную кору, другие – частично задерживались в земной коре, в частности в скарнах F, B, S и др. Главная масса H_2O, N_2 и других веществ в процессе дегазации оказалась за пределами коры. Из ориентировочных данных, приведенных в табл. 1, 2, легко представить, что N, H_2O и CO_2 (позже в значительной мере захороненная в осадках) достигли атмосферы Земли; Cl и Br главным образом оказались в гидросфере; B, F (и J) в основной своей массе распределены в земной коре и отчасти в осадках, а главная масса серы находится в мантии, и $\sim 3 \cdot 10^{-3}\%$ ее от содержания в мантии оказалось в изверженных породах земной коры. Из тех же табл. 1, 2 видно, что количество вынесенных из внутренних частей газов (за исключением крайних случаев N и S) по отношению к их содержанию в мантии составляет несколько процентов. Сера, содержание которой в мантии можно было бы принять равным содержанию серы в каменных метеоритах, т.е. около 1–2%, лишь в незначительном количестве достигала поверхности Земли. Главная масса серы сохраняется на глубинах ниже уровня земной поверхности и даже ниже уровня земной коры – в мантии – в виде сульфидов тяжелых металлов (преимущественно железа).

Данные, которые здесь частично приводятся, указывают на то, что извлечение, дегазация легколетучих соединений из вещества мантии и пород коры составляет очень малую часть от их общего содержания в породах. Действительно, нет пород, которые не содержали бы легколетучих соединений совершенно. Все газы содержатся в дунитах, базальтах и других изверженных породах. Следовательно, процесс выплавления и дегазации вынес непропорционально малую часть легколетучих соединений.

Наиболее сложным вопросом является вопрос о кинетике поступления газовой фракции, процессе дегазации газов и паров, поступления их в земную кору, а затем на поверхность Земли. Существуют две различные позиции: первая позиция – весь процесс дегазации имел линейный характер, т.е. в течение всей истории Земли газы поступали примерно в одинаковом количестве; вторая позиция – процесс шел по какому-то другому, более сложному закону. Изучение кинетики этого грандиозного и самого сложного на Земле процесса – это вопрос будущего. Однако то обстоятельство, что Земля образовалась из холодного космического вещества, подобно веществу метеоритов, затем произошёл его разогрев и проплавление и, наконец, началось остывание Земли, свидетельствует о том, что процесс дегазации шел по сложному закону, сопряженному с общим тектоническим ритмом Земли, и, возможно, неравномерно. Вот почему можно говорить об эволюции состава атмосферы и океана в течение геологического времени. Но никто не сможет сегодня построить диаграмму их состава в зависимости от времени.

Несомненно, что в наиболее удаленное время на поверхности Земли существовали восстановительные условия вследствие нахождения, например S или CH_4, NH_4Cl при отсутствии достаточно регулярного содержания в атмосфере O_2. Но это время, по-видимому, было геологически чрезвычайно коротким. Последние в истории поверхности Земли резкие изменения состава океана и атмосферы происходят и затухают на рубеже $3 \cdot 10^9 - 2 \cdot 10^9$ лет, когда температурные условия на поверхности Земли приближались к современным. Появляется фотосинтетический кислород, и к этому времени приурочивают находку следов древних растений и других организмов в виде отложений карбонатов, органического вещества в породах, окисленного железа руд и других прямых свидетелей кислородной атмосферы.

Этот грандиозный процесс дегазации сопровождался еще более мощным процессом образования твердой земной коры, выноса легкоплавкого материала из внутренних частей Земли на ее поверхность. Выплавление материала земной коры и дегазация являются единым процессом.

ЗЕМНАЯ КОРА

Современная земная кора состоит из базальтового и гранитного слоев, прикрытых чехлом осадочных пород. Если в недалеком прошлом земная кора выделялась как оболочка Земли (мощностью ~ 16 км) в известной мере условно, то в настоящее время она выделяется среди нижележащих пород мантии не только по своему химическому составу, плотности, но и по своим астрономическим и сейсмическим свойствам, отделяясь поверхностью раздела от пород мантии так называемым слоем Мохоровичича, глубина которого на континентах составляет в среднем около 35–40 км.

Базальтовый (андезитовый) слой пород покрывает весь земной шар, имея мощность на континентах в пределах 10–20 км. Базальтовый слой на дне океана имеет меньшую мощность, колеблющуюся около 5–10 км. В масштабе земного шара базальты и андезиты различных территорий имеют однообразный состав. Но, например, базальты и другие основные породы Тихоокеанского бассейна отличаются более высоким содержанием Fe, Mg и меньшим содержанием K, чем подобные же породы Атлантического и других бассейнов.

Гранитный слой средней мощности около 15 км покрывает около 0,5 поверхности Земли, достигая наибольшей мощности на континентах. Он отсутствует на дне Тихого океана. Так, например, при бурении на атоллах в Тихом океане (Маршалловы острова) гранит не был встречен и скважина вошла непосредственно в основную оливиновую породу. Атлантический и Индийский океаны, кроме районов глубоких впадин, по-видимому, имеют гранитный слой.

Как уже отмечалось, наибольшую мощность гранитный слой достигает на континентах. На всех современных материках известны древние ядра пород, возраст которых составляет более $3 \cdot 10^9$ лет. Самые древние свинцы по их изотопному составу обнаружены во всех частях света.

	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Африка, Розетта, Барбертон	12,58	14,11	32,77
Южная Родезия	13,74	14,57	33,69
Евразия, Ниттис, Кольский полуостров	13,6	14,6	32,20
Америка, Онтарио	13,94	14,83	33,75
Австралия, Буллфинч	14,19	14,92	33,80
Современный свинец	18,9	15,7	38,8

Нередко эти древние свинцы проникают в верхние ярусы древних щитов – в наиболее молодые породы. Эти древние ядра материков – точки наиболее мощной интрузивной деятельности на Земле, места выноса материала из внутренних частей мантии по каким-то радиальным каналам, действующим продолжительное время в течение всей жизни Земли.

В основе этих ядер на континентах лежат наиболее древние эффузивные излившиеся породы. В настоящее время вулканическая деятельность развивается по наименее прочным краям материков, по их периферии.

Может быть и правы те, которые представляют древний ландшафт Земли (ниже уровня осадочных пород) похожим на лунный.

По-видимому, от океанической земной коры к континентальной земной коре нет постепенного перехода.

Постоянство химического состава базальтов, гранитов или какой-либо другой оболочки или слоя Земли давно обратило внимание и, несомненно, является признаком известного однообразия процессов и исходных веществ мантии, их породивших.

Поражает очень малая мощность земной коры: по отношению к Земле она составляет меньше 1%.

МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Глубже пород земной коры лежит еще более бедная SiO_2 и богатая MgO и FeO оболочка ультраосновных пород – мантия, мощностью около 2800 км.

Об ее составе нет непосредственных данных. Мы принимаем гипотезу, что мантия отвечает составу каменных метеоритов. Это значит, что в силикатной части она состоит в основном из оливиновых минералов ~ 73% и пироксенов ~ 23%, т.е. молекул Mg_2SiO_4 и $MgSiO_3$ с примесью в обоих случаях по ~ 25% аналогичных молекул с Fe. Только дуниты из пород мантии иногда выходят на поверхность Земли, заполняя зоны глубоких разломов коры на всех континентах среди пород разного возраста. Следует обратить внимание на особенности их химического состава.

Исключительной особенностью пород мантии является то, что они испытывают давление, растущее с глубиной. Это ведет к значительным изменениям свойств вещества мантии. Если ограничиться здесь кратким напоминанием об изменениях свойств вещества в химическом аспекте, то мы должны сказать, что, помимо увеличения плотности пород, повышения температуры их плавления, растворимость в них других веществ увеличивается, например H_2O. Под давлением, наблюдающимся в мантии, легко могут происходить химические реакции в системе твердое+твердое. Возможны при определенных давлениях полиморфические переходы. Наконец, при очень высоких давлениях – порядка 10^3-10^5 атм – уже деформируются электронные оболочки атомов и их внутренняя энергия сильно растет. В результате возросшей подвижности внешних электронов, напоминающей свободу движения газа, вещество приобретает металлоподобные свойства.

На основе многочисленных сейсмических данных в мантии Земли различается несколько зон, характерных по скорости прохождения поперечных и продольных волн (см. подробнее у Г. Гутенберга, К. Буллена и др.)

Зона	Глубина, км	Давление, атм	Зона	Глубина, км	Давление, атм
A	30–40	10000	*C*	950	350000
	70	20000	*D*	2700	1200000
B	200	60000			
	400	130000			

Зона *B*, как признается многими исследователями, состоит из дунитов или оливинов. В области *C* от 200 до 950 км происходит довольно быстрое нарастание скорости волн, увеличивающееся на глубине этой зоны. Вещество в этой зоне испытывает давление $0{,}1–3{,}5 \cdot 10^5$ атм. Изменение плотности вещества в этой зоне и увеличение скорости прохождения волн связывают с химическими реакциями и полиморфическими изменениями, происходящими здесь, например превращение орторомбической формы оливина в кубическую. Однако, по-видимому, наибольшее изменение вещества происходит не в зоне *C*, а в зоне *D*, где скорость прохождения волн незначительно и нерегулярно меняется, но давления достигают 10^5-10^6 атм.

Происходит значительное увеличение плотности и уменьшение объема, причем, по одним взглядам, именно здесь происходят полиморфические изменения, по другим – происходит распад оливина на отдельные окиси MgO и SiO_2 с более плотной упаковкой, например типа корунда или рутила. Экспериментальных данных, подтверждающих это предположение, нет.

В связи с заметным скачком скорости прохождения сейсмических волн в области *D* высказывались соображения о нахождении здесь тяжелых сульфидов. Однако от сульфидной рудной оболочки мы должны сегодня вообще отказаться, потому что изотопный состав свинца не только свинцовой руды, но и свинца – примеси любой другой руды – указывает на разное время отторжения руды от породы или магмы. Следовательно, нет никакой однажды образованной рудной оболочки в мантии, которая являлась бы своего рода депо, откуда время от времени черпаются запасы руды на поверхность Земли. Если бы это было так, то изотопный состав свинца в рудах Земли во всех случаях был бы одинаковым.

СРАВНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

Мы приняли, что первоначально состав мантии Земли, точнее, силикатной фазы Земли, отвечал составу каменных метеоритов. Более определенно следовало бы сказать, что вещество Земли до его дифференциации на оболочки представляло метеоритное вещество из Fe и силикатов, т.е. из вещества железных и каменных метеоритов. Действительно, каменные метеориты, наиболее распространенные из них хондриты, содержат в среднем лишь ~ 12% металлического железа. Между тем большинство ученых склоняется к тому, что ядро Земли состоит из сплава Fe + Ni и по весу составляет 45%; таким образом, оно не могло образоваться только за счет железа одних каменных метеоритов. Это было метеоритное вещество, в котором ~ 30% составляла металлическая фаза[3].

Химический состав земной коры отличается от состава метеоритного вещества (мантии) и дунитов значительным обогащением совершенно определенными химическими элементами, высокая концентрация которых здесь не может быть объяснена иначе, как только результатом выплавления легкоплавкой фракции мантии. Действительно, легко отметить увеличение содержания группы одних химических элементов от ультраосновных пород к кислым и, наоборот, уменьшение содержания группы других также от ультраосновных пород к кислым.

Содержание элементов этих групп, например щелочей и галогенидов, резко возрастает по концентрации в кислых породах при минимуме содержания их в ультраосновных породах. Так же ведут себя элементы близких ионных радиусов – Y, редкоземельные элементы, Th, U и др. Совершенно обратную картину представляет распределение элементов переходной группы Менделеевской системы элементов от Sc до Ni: максимальное содержание их в ультраосновных или основных породах и минимальное – в кислых и т.д. Поведение всех этих групп химических элементов прямо или обратно коррелируется с SiO_2 в породах мантии и земной коры. SiO_2 принадлежит основная роль в процессах радиального передвижения вещества в Земле (табл. 5).

Следует остановиться на особенностях химического состава дунитов, единственной породы мантии, оказавшейся в руках исследователей. Все изученные дуниты содержат так называемые редкие элементы, например щелочи, Sr, Be, Ga, редкоземельные элементы, U, Th и многие другие (которые интересны в том отношении, что именно они концентрируются в породах земной коры), на половину или один порядок ниже, чем каменные метеориты. К значению этого эффекта мы вернемся ниже.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время на Земле обнаружено, кроме многих стабильных изотопов, около 50 естественно радиоактивных изотопов (помимо цепочек распада U и Th). Я частично касался вопроса о геохимическом значении нахождения этих радиоактивных изотопов в земных породах в своей лекции 1957 г.[4] Здесь я касаюсь лишь стабильных изотопов главным образом легких ядер.

Не только химический состав пород указывает на способ их образования, но и изотопные отношения для ряда химических элементов из пород так же, в свою очередь, определяют условия образования пород – температуру, окислительно-восстановительные условия среды и т.д.

Из термодинамических соображений можно было ожидать наибольшего эффекта разделения изотопов в природных процессах у легких атомов. За нарушение изотопных отношений в природных процессах ответствен главным образом изотопный об-

---

[3] Не исключено, что железо FeS метеоритов (~5–6%) частично пошло на формирование ядра Земли.
[4] Атомная энергия. 1958. № 5. С. 409–416.

Таблица 5. Содержание щелочей, щелочноземельных элементов и Ga в каменных метеоритах (в %)

Объект исследования	K	Rb	Cs	Li	Sr	Ba	Ga*	Автор
				Хондриты				
Среднее из 21 определения	$9 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-4}$		$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$		Аренс, Пинсон (1952, 1953)
Среднее из 2 определений		$3{,}5 \cdot 10^{-4}$			$1 \cdot 10^{-3}$			Херцог, Пинсон (1956)
Среднее				$3{,}5 \cdot 10^{-4}$				Сток (1936)
Среднее из 21 определения	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$5{,}2 \cdot 10^{-4}$						Эдварс, Юри (1955)
Саратов	$8{,}3 \cdot 10^{-2}$						$5 \cdot 10^{-4}$	Наши опр.
Hildrook	$8 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$4{,}9 \cdot 10^{-5}$					Гордон, Фридман (1956)
Beardsley			$9 \cdot 10^{-5}$					То же
Среднее из 3 определений							$3 \cdot 10^{-4}$	Ониши, Курода (1958)
				Ахондриты полевошпатовые				
Stannern	$5{,}5 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	–		Наши опр.
Юртук	$5 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$		$2{,}2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	То же
Pasamonte			$2{,}8 \cdot 10^{-5}$					Гордон, Фридман, Эдварс,
Среднее из 10 определений	$4{,}7 \cdot 10^{-2}$							Юри (1955)
				Ахондриты бесполевошпатовые				
Norton County	$3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-4}$	–	$9 \cdot 10^{-5}$	$7{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	Наши опр.
Старое Песьяное	$7 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-4}$	–	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	То же
Johnstown	$1 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	–	Аренс, Пинсон (1952, 1953)
Оливин из палласита	$1 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$		
				Дуниты				
Полярный Урал, Сыум-Кеу (№ 1005)								
Северная Сибирь, Сабыда-Гулинское месторождение (№ 1009)	$1 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	–	$1 \cdot 10^{-4}$	–	–	$3 \cdot 10^{-4}$	Наши опр.
Северный Урал, Тагил (№ 1044)	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{-4}$	–	10^{-4}	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	То же
Среднее из 4 дунитов	$4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$3 \cdot 10^{-4}$	”
” из 5 дунитов	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$		$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	–	Аренс, Пинсон (1952, 1953)
” из 11 дунитов	$2{,}8 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	–	$7 \cdot 10^{-5}$	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	–	–	Борисенок
								Наши опр.
” из 13 дунитов	$1 \cdot 10^{-3}$	–	–	–	–	–	–	Холик, Аренс (1953)

*Содержание в силикатной фазе.

Таблица 6. Средний изотопный состав кислорода метеоритов и изверженных пород

Материал	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютное отношение $^{16}O/^{18}O$	Материал	Отклонение от стандарта, ‰	Абсолютное отношение $^{16}O/^{18}O$
Метеориты			Изверженные породы		
Силикатная фаза палласитов (6)	−0,70	490,4	Дуниты (10)	−0,62	490,0
Хондриты (7)	−0,68	490,3	Основные породы (базальты) (6)	−0,42	489,2
Ахондриты полевошпатовые (8)	−0,66	490,3	Кислые породы (граниты) (7)	−0,16	468,0
Ахондриты бесполевошпатовые (4)	−0,59	489,9	Стандарт (кварц) –	–	487,1
Углистые хондриты (5)	−0,40	488,9			

Таблица 7. Изотопный состав углерода в серии пород и метеоритов

Образцы	$^{12}C/^{13}C$	Δ, ‰	Образцы	$^{12}C/^{13}C$	Δ, ‰
Среднее из трех определений железокаменных метеоритов (Брагин, Липецкой хутор, Палласово железо)	91,54 91,60	−2,56 −2,62	Дунит (Северная Сибирь, Собено-Войнаровское месторождение, № 1023)	91,64	−2,66
			Габбро-диабаз (Восточная Сибирь, № 1028)	91,61 91,66	−2,63 −2,69
Canyon Diablo	91,55 91,53	−2,57 −2,55	Гранит (Киргизия, № 205)	91,17 91,18 91,14	−2,15 −2,17 −2,13

мен, происходящий в газах, жидкостях, расплавах. Длительное состояние химического равновесия в геохимических условиях обеспечивает завершение полного изотопного обмена. Равновесное распределение изотопов в общем случае приводит к неравномерному распределению их между соединениями – фазами, минералами. Но константа равновесия в этом обмене с ростом температуры приближается к 1, т.е. с увеличением температуры разделение изотопов становится, как правило, маловероятным. Я кратко назову те результаты по исследованию изотопных отношений S, O, C, которые проливают какой-то свет на процесс образования земной коры (см. более подробно "Метеориты и земная кора". Доклад на Женевской конференции в 1958 г.). Оказалось, например, что изотопный состав серы всех метеоритов, а также серы вулканов очень близок или идентичен. Изверженные породы земной коры как основные, так и кислые содержат серу, изотопный состав которой заметно отклоняется от изотопного состава серы метеоритов, дунитов. Причем наблюдается, как общее правило, понижение значения отношения $^{32}S/^{34}S$ к породам, выходящим непосредственно на поверхность Земли, т.е. в них происходит относительное обогащение тяжелым изотопом ^{34}S. Еще большая дисперсия изотопного состава серы наблюдается у серы магматических сульфидов и, наконец, особенно резко в минералах, породах в биосфере, в окислительных условиях.

Та же тенденция нарастания дисперсии изотопного состава обнаруживается и для кислорода изверженных пород – от более глубоких (дуниты) к более кислым гранитам. Особенно это заметно при сравнении изотопного состава O_2 дунитов и гранитов (табл. 6).

Если бы только одни граниты отличались некоторым нарушением изотопного состава O_2, то это можно было бы объяснить высоким содержанием в кислых породах мо-

лекул кварца SiO_2, которые, подобно молекулам CO_2, значительно обогащаются ^{18}O. Но, как видно из табл. 6, известная дисперсия в изотопном составе O_2 наблюдается и для основных пород. Что же касается ультраосновных пород, в частности дунита, то изотопный состав $^{16}O/^{18}O$ в них ближе всего к $^{16}O/^{18}O$ каменных метеоритов.

Изотопный состав $^{12}C/^{13}C$ изверженных пород и метеоритов очень близок. Но можно ясно видеть ту же тенденцию увеличения ^{13}C к более кислым породам и породам осадочного генезиса. В биосфере происходит заметное разделение изотопов С вследствие отложения больших масс $CaCO_3$, молекула которых имеет максимальное равновесное содержание ^{13}C (табл. 7).

В итоге можно сказать, что если различные метеориты в общем имеют идентичный изотопный состав С, О, S, то в породах Земли наблюдается тенденция к увеличению тяжелых изотопов в сторону более кислых пород. Дуниты ближе других по изотопным отношениям легких элементов приближаются к каменным метеоритам.

Все это вместе указывает на глубокую дифференциацию вещества по мере приближения его к поверхности Земли, причем преимущественно фиксируются легкие изотопы С, S, О и, по-видимому, Н и других легких атомов, а тяжелые изотопы отчасти вследствие этого накапливаются в породах, лежащих ближе к поверхности Земли. В связи с этим интересно отметить относительное накопление тяжелых изотопов О, С, Н в углистых метеоритах.

СПОСОБ ВЫПЛАВЛЕНИЯ И ДЕГАЗАЦИЯ МАНТИИ. ЗОННАЯ ПЛАВКА

Кроме совершенно общих указаний – деление на фазы, фракционная дифференциация, мне не был известен механизм, который удовлетворительно с химической точки зрения объяснил бы разделение вещества Земли на оболочки и тем более мог быть проверен экспериментально.

Поэтому мы обратились к зонной плавке. Если вещество метеорита или породы в виде тонкого стержня нагревать в узкой зоне до проплавления и затем медленно двигать нагреватель в одну сторону вдоль стержня, так чтобы мениск жидкой фазы проходил все время над твердой фазой, и повторять этот путь много раз, то тогда вещества, понижающие температуру плавления, перейдут в жидкую фазу, а вещества, повышающие температуру плавления, останутся в твердой фазе. Это так называемый процесс зонной плавки. При этом, чем меньше коэффициент распределения $K = K_{\text{твер.ф}}/K_{\text{жидк.ф}}$, тем более эффективно разделение. Привлекательность этого процесса состояла в том, что жидкая фаза многократно проходит длинный путь над твердой фазой, обогащаясь легкоплавкими (и легколетучими) компонентами. В этом процессе идет движение в одну сторону с оттеснением всей жидкой фазы.

Нам казалось, что этот разделительный процесс является не только некоторым подобием процесса выплавления земной коры нашей планеты. Зонная плавка прекрасно происходит, когда мы имеем однофазные системы. Процесс осложняется в бинарных и еще более сложных системах. Вследствие частичного распада системы, образования эвтектик и соединений, экспериментальное использование зонной плавки несколько ограничивается. Еще более сложен эксперимент зонной плавки в присутствии легколетучих компонентов. Мы производили зонную плавку немагнитной фракции, т.е. силикатной фазы метеорита – хондрита Саратов (падение 1918 г.). Это неизмененный хондрит. Он сложен из довольно крупных хондр, сцементированных, в свою очередь, осколками и пылью хондр. Хондры достигают размера до 5 мм в диаметре. Под микроскопом в шлифах можно видеть слившиеся хондры неправильной формы. Хондры состоят из оливина или оливина и ромбического пироксена. Метеорит содержит около 8,25% Fe и 6,52% FeS.

Анализ метеорита Саратов был сделан в свое время Л.С. Селивановым (отдельно магнитной и немагнитной фракций). Путем многократного отмагничивания мы получали около 11% магнитной фракции и ~ 89% немагнитной фракции.

В состав немагнитной фракции метеорита Саратов входят (в %):

SiO_2	44,83	FeO	14,46	Na_2O	0,56
TiO_2	0,12	CaO	2,33	K_2O	0,10
Al_2O_3	1,80	MgO	27,43	P_2O_5	0,74
Cr_2O_3	0,71	MnO	0,39		

Если отвлечься от деталей химического состава среднего хондрита, то можно отметить, что слагают его две главные молекулы – оливиновая молекула Mg_2SiO_4 (содержит 25% Fe_2SiO_4) и молекула ромбического пироксена $MgSiO_3$ (содержит 25% $FeSiO_3$). Диаграммы состояния системы $MgO–SiO_2$, которая дает фазы $2MgO \cdot SiO_2$ и $MgO \cdot SiO_2$, достаточно хорошо изучены. Для нас важно, что в этой системе $2MgO \cdot SiO_2$ плавится при очень высокой температуре (1800°), а наименьшая температура жидкой фазы этой системы отвечает составу $MgO \cdot SiO_2$, которая плавится инконгруэнтно по схеме $2MgO \cdot SiO_2 \rightarrow Mg_2SiO_4 + SiO_2$. Все остальные компоненты силикатной фазы хондрита, очевидно, должны будут распределиться по этим фазам – $MgSiO_4$ и SiO_2. Были проведены работы для того, чтобы по возможности точно количественно определить содержание оливина и пироксена в хондритах. Если принять данные В. Валя, то можно рассчитать количество SiO_2, которое получится при плавлении хондрита.

Состав пироксенов, %		SiO_2, %
$CaSiO_3$	2,26	0,58
$MnSiO_3$	0,51	0,14
$MgSiO_3$	16,50	4,93
$FeSiO_3$	7,36	1,67
Сумма	26,63	7,32

То есть 7,3% SiO_2 на хондрит в целом. Фракция оливина при этом составляет Mg_2SiO_4 30,67% + Fe_2SiO_4 13,85% = 44,52% на хондрит в целом.

Таким образом, при 1557 °С может быть выплавлено SiO_2 максимально 7,3% (плюс различные примеси). Из ряда известных диаграмм состояния систем окиси Fe, Ca и ряда редких элементов с SiO_2, например щелочей, щелочноземельных элементов и др., следует, что эти соединения-примеси в системе $MgO–SiO_2$ будут понижать температуру плавления $MgSiO_3$. Вместе с тем многие окиси металлов полностью или ограниченно (что для нас в данном опыте не имеет значения, поскольку они находятся в хондритах в очень малых количествах) будут давать с SiO_2 соединения или непосредственно растворяться в SiO_2, образуя метасиликаты, подобно Fe, U, Th и др., понижая температуру плавления. С другой стороны, ряд окисей металлов в этих условиях устойчив в виде ортосиликатов, например Ni, Co, частично Fe, Zn, Cd и др. Это значит, что они будут давать твердые растворы с Mg_2SiO_4. Эти твердые растворы разлагаются, как правило, при значительно более высоких температурах, чем температуры плавления метасиликатов. Наконец, ряд окисей вовсе не образуют твердых растворов ни с SiO_2, ни с Mg_2SiO_4. Так, например, хром и др. или, например, метасиликат олова распадаются при температуре свыше 800 °С и т.д.

Следовательно, при температуре инконгруэнтного плавления $MgSiO_3$ и хондритов можно ожидать выплавления ~7% SiO_2. Это очень важное условие, ограничивающее все наши рассуждения о механизме выплавления земной коры.

Зонная плавка силикатной фракции хондрита производилась следующим образом. Тонкий порошок (~100 меш) силикатной фракции хондрита прессовался в виде столбика обычно до 12–18 см длины и диаметром в 1 см. Это требовало 50–70 г немагнитной фракции.

После предварительного спекания силикатной массы хондрита (температура 1200 °С) производилась зонная плавка при 1600 ± 50 °С. Как показал опыт, при 1800–2000 °С все вещество хондрита возгоняется. Производилось 5–7 прохождений над всей длиной столбика силикатной массы хондрита, что отнимало более 40 ч. Результаты приведены ниже.

Таблица 8. Результаты зонной плавки метеорита Саратов (в мас.%)

Образец	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	FeO
			Плавка № 1					
0–1 мм	65,30	1,12		16,6	1,78			
1–4 мм	58,9	3,63		32,3	3,02			
4–6 мм	51,3	5,02		27,5	3,51			
85–37 мм	44,2	2,14		25,7	2,0			
122 мм	47,9	2,29		25,7	1,88			
160 мм	45,8	–		26,3	2,4			
			Плавка № 3					
0–1 мм	52,6	1,82	0,14	–	2,29			
1–2 мм	49,0	2,40	0,11	27,2	2,35			
2–3 мм	42,7	1,95	0,1	28,2	2,14			
8–10 мм	38,9	1,25	0,1	27,5	3,47			
13–14 мм	44,7	1,48	0,11	24,3	2,19			
17–15 мм	44,9	1,85	0,11	28,2	2,41			
Состав хондрита Саратов (немагнитная фракция)	44,83	1,80	0,12	27,43	2,33		0,56	14,46
Средний состав хондритов (силикатная фаза)	47,0	3,09	0,14	29,48	2,41	0,21	1,2	15,40
Средний состав бесполевошпатовых ахондритов	52,56	1,09	0,12	30,47	1,20	0,11	0,36	11,45

Апикальный конец столбика хондритного вещества, куда оттеснялась легкоплавкая фаза, изменился как по структуре, так и по химическому составу. Естественно, что хондры исчезли.

В шлифах видно, что в апикальном конце столбика преобладает стеклообразная масса с редкими кристаллами ромбического пироксена. Количество их растет в шлифе, полученном в 4 мм от апикальной точки.

Совершенно иная картина в средней части столбика, например на его 85-м мм. Здесь видны хорошо образованные кристаллы ромбического пироксена и заметное количество оливина (Таблица I, *2, 4*). Они достигают больших размеров в виде шестоватых кристаллов в шлифах из противоположно апикальному конца столбика (около 160 мм), где много оливина.

Химический анализ показал, как видно из табл. 8, что наиболее подвижной оказалась SiO_2, концентрация которой значительно повысилась в апикальном конце столбика. Передвижение Al_2O_3, CaO и TiO_2 очень мало. Содержание K_2O практически не изменилось по всей длине столбика. Состав плавок № 1 и 3 от 0 до 6 мм можно сравнивать со средним составом бесполевошпатового ахондрита. Расчет показывает, что в условиях нашего опыта отжимается 2% SiO_2 силикатной фракции. При зонной плавке силикатной фракции хондрита легколетучих соединений исключительно мало. Возгоняется и осаждается на стенках кварцевой трубки только сера. С этим связан весь характер выплавления.

Представлялось интересным сравнить поведение подобного же силикатного состава в присутствии заметных количеств легколетучих соединений, например фтора. Была взята смесь следующего состава: 37,5% MgO, 62,5% SiO_2.

Состав силикатной смеси, %

SiO_2	59,0	KF	0,90	ThO_2	0,1
MgO	35,5	CaF_2	0,75	UO_2	0,1
Al_2O_3	2,30	TiO_2	0,40	La_2O_3	0,1
CaO	0,95				

Путем спекания MgO и SiO_2 был получен $MgSiO_3$. Метасиликат был истерт; к нему добавили все остальные компоненты. Зонная плавка велась так же, как в случае с метеоритом. До температуры инконгруэнтного плавления $MgSiO_3$ на стенках кварцевой трубки и графитовой образовалось мало возгонов. К моменту инконгруэнтного плавления (1600 °C), когда резко нарушалась структура кристаллической решетки силиката, происходило значительное выделение летучих возгонов. Эти возгоны содержали главную массу K, затем возгонялся U и другие элементы.

Можно было видеть резкое изменение подвижности ряда элементов. Плав представлял очень сложную систему. Среди столбика силиката наблюдались массы с повышенным и пониженным количеством SiO_2 и других элементов. Таким образом, можно было наблюдать различие при "сухом" процессе зонной плавки и в присутствии летучих соединений.

ТЕПЛО ПЛАНЕТЫ

Прежде чем делать выводы, следует сказать несколько слов об энергии, которая поддерживает процесс выплавления легкоплавких веществ коры и дегазации легколетучих соединений. Если абстрагироваться от сложности задачи, то мы должны признать два возможных и главных источника тепла Земли: 1) энергию, освободившуюся в результате адиабатического сжатия вещества планеты, и 2) энергию, образующуюся в результате радиоактивного распада, главным образом ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K. Нет согласия в оценке пая гравитационной энергии – сжатия планеты. Во всяком случае, эта энергия дала вначале толчок к разогреванию вещества планеты до какой-то, точно не определенной степени и затем быстро (в геологическом смысле слова) упала. В это время энергия радиоактивного распада медленно нарастала и в какой-то короткий момент эволюции планеты, оцениваемый десятками или сотнями миллионов лет, достигла максимума, а в течение $\sim 5–4{,}5 \cdot 10^9$ лет падала по экспоненциальному закону. Примерно в $3–3{,}5 \cdot 10^9$ лет она менялась почти асимптотически.

Радиоактивность пород не создает локального нагрева, например в областях вулканов, а создает общее тепло Земли.

Но эти качественные представления могли бы быть заменены вполне количественными данными, если бы мы достаточно точно знали содержание U, Th, K в мантии Земли. Г. Юри, известный своими интересными исследованиями по химии "холодного" процесса образования планеты, использовав имевшиеся данные по содержанию U, Th, K в метеоритах, пришел к выводу, что вещество мантии содержит U, Th, K меньше, чем он брал при расчете (коэффициент 3,19). Иначе вещество Земли было бы расплавлено в $5 \cdot 10^9$ лет. Данные, взятые им, были велики, и сейчас от них отказались. Поэтому если мы используем новые данные для U и Th в каменных метеоритах, которые приводятся ниже, то радиоактивная энергия, образуемая ими в течение $5 \cdot 10^9$ лет, может привести лишь к проплавлению части вещества мантии.

Содержание радиоактивных элементов в каменных метеоритах, %

K	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$
U	$2{,}0 \cdot 10^{-6}$
Th	$1 \cdot 10^{-5}$

Тепловая энергия, генерируемая радиоэлементами, эрг/г · год

	de/dT
^{40}K	$0{,}935 \cdot 10^7$
^{232}Th	$0{,}828 \cdot 10^7$
^{235}U	$17{,}64 \cdot 10^7$
^{238}U	$2{,}935 \cdot 10^7$

Тепловая энергия, генерируемая в настоящее время веществом мантии (метеоритами), эрг/год на 1 г метеорита

	de/dT
^{40}K	0,95
^{232}Th	0,828
^{235}U	0,025
^{238}U	0,585
Сумма	2,39

Общее количество тепла (в Дж/г мантии метеорита), генерируемое в течение

	$4{,}5 \cdot 10^9$ лет	$5 \cdot 10^9$ лет
^{40}K	1880	2540
^{232}Th	392	435
^{235}U	206	343
^{238}U	386	450
	2864	3768

Количество тепла, теряемое всей Землей за год, $9 \cdot 10^{27}$ эрг; за $4{,}5 \cdot 10^{9}$ лет это составит $9 \cdot 10^{27} \times 4{,}5 \cdot 10^{9} / 4{,}5 \cdot 10^{27} = 990$ Дж/г вещества.

В настоящее время Земля находится, по-видимому, в тепловом равновесии и потеря тепла составляет $1{,}9 \cdot 10^{27}$ эрг/год[4].

В прошлом наиболее кардинальным событием в ходе развития теплового равновесия планеты было образование земной коры, изменившее во времени распределение радиоактивных элементов, как и многих других, и, следовательно, несколько изменившее и характер теплового равновесия. При этом в земной коре оказалось (приблизительно) 50% U, 50% Th и 20% K от общего их содержания в планете. Большая масса этих элементов еще рассеяна в мантии. Вот, может быть, почему Ф. Бёрч не мог обнаружить различия в величинах теплового потока с единицы поверхности континента и дна океана, поскольку под корой в мантии находится сравнительно больше радиоактивных элементов и поток генерируемого ими тепла достигает земной поверхности. Таким образом, противоречия между более уточненными данными о генерации тепла радиоактивными элементами в мантии, его потерями и эффектом выплавления легкой фракции нет. Поэтому идея, подобная зонной плавке, совершенно приложима к изучению механизма процесса выплавления и дегазации Земли и позволяет это проверять экспериментально.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Я не буду повторять многое из того, что было ранее сказано. Холодное вещество, из которого формировалась Земля, состояло из железа и силикатов, по химическому и изотопному составу близких к составу метеоритов. Это вещество в стадию протопланеты удерживало все те соединения, которые образовывали с ним химические соединения, и не удерживало поэтому инертных газов, которые в протопланетную стадию были потеряны с массой, и других веществ. Разделительные процессы, образование оболочек Земли происходили на стадии планеты в результате накопления тепла, главным образом генерируемого радиоактивными элементами. Проплавление или частичное плавление вещества Земли вызывает в гравитационном поле Земли радиальные процессы выплавления легкоплавкой фракции и затем дегазацию легколетучих соединений, обогащающих поверхностные слои Земли рядом химических элементов. Одним из следствий этого процесса была интенсивная вулканическая деятельность на Земле, не возможная в системе "горячих" представлений формирования оболочек Земли.

Интрузивная и вулканическая деятельность – это главные магматические процессы, доставляющие легкоплавкие и легколетучие вещества на поверхность Земли. Но первое место по масштабу выноса вещества путем выплавления и дегазации занимала интрузивная деятельность, особенно сильно проявившаяся в докембрии, когда было образовано 90% всех гранитов Земли. Самые сильные вулканические извержения выносят в общем лишь 10^{15} см^3 лавы. Дж. Ферхуген считает, что за весь период докембрия было извержено около $3 \cdot 10^{22}$ см^3 лавы, т.е. сотые или тысячные доли процента от объема земной коры, что, равно, как и тепло, вынесенное лавами в докембрии, $4 \cdot 10^{25}$ кал, очень мало по сравнению с общим теплом, потерянным Землей.

Количество воды и других легколетучих веществ, вынесенных вулканами и поствулканической деятельностью, если даже считать, что их объем был порядка объема изверженной лавы или даже на порядок выше, недостаточно для создания на поверхности Земли современного океана.

Основным механизмом разделительного процесса вещества мантии, который при-

---

[4] Я избегаю здесь вопроса о температуре внутренних слоев Земли. Мне представляется из опыта полного испарения вещества хондрита при 1800–2000 °C и относительно небольшого увеличения температуры плавления вещества при давлениях 10^3–10^5 атм соответственно, что температура внутренних частей Земли не превышает 2000°.

вел к образованию коры Земли, был процесс, уподобляемый мною зонной плавке. Легкоплавкая фракция, т.е. расплав силикатов + H_2O и другие легколетучие вещества, в процессе радиального движения дифференциально накапливала вещества из среды мантии, понижавшие точку плавления этой фракции. Одновременно и совместно происходившая дегазация вещества мантии (расплав силикатов и H_2O и газов) в том же направлении вызывала увеличение эффекта выплавления путем понижения вязкости и температуры плавления силикатного расплава.

Зная или предполагая состав мантии, можно определить возможную мощность мантии, которая участвовала в выплавлении и дегазации вещества. Так как в процессе выплавления и дегазации количество выносимого вещества будет также зависеть и от длины пути, пройденного молекулами легкоплавкой фракции с растворенной в них H_2O и газами, то совершенно ясно, что мощность коры будет зависеть от радиуса R планеты. Эта зависимость разделительных процессов на планетах и других космических телах, их химической эволюции от размеров тела значительно шире, ибо и количество газов, удерживаемых планетой и другими космическими телами, зависит также от размера планеты. Можно было бы сказать, что при одинаковом составе космического холодного тела химические разделительные процессы есть функция его радиуса.

В настоящее время невозможно ответить, какие именно зоны мантии непосредственно участвуют в мобилизации вещества в смысле источников химического расплава, создающего земную кору. Расчет, который мы ниже приводим, показывает, что безусловно участвуют зоны B и C и только возможно – зона D. Зона D, возможно, передала свой легкоплавкий материал на более высокий уровень мантии. Кора Земли весьма тонкая и составляет ~ 1% мощности мантии. Зонная плавка вещества метеорита показала, что можно ожидать максимум выплавления ~ 7% вещества. Остаточной породы от выплавления вещества мантии, как представляется из данных, о которых я говорил выше, являются дуниты. Дуниты иногда содержат до 2% пироксенов. Это значит, что при плавлении вещества мантии можно ожидать легкой фракции ~ 6%. Эти данные и соображения, мною развитые, как мне кажется, полностью могут объяснить, почему мощность коры нашей Земли очень невелика. На телах малого размера из-за возможной у них потери всех легкоплавких и легколетучих веществ кора вообще не может образоваться.

Можно с известным риском рассчитать и ту мощность мантии, которая ответственна за концентрацию того или иного отдельного химического элемента в земной коре.

Примем условно, что мощность гранитов и базальтов в среднем на всю поверхность Земли у каждой оболочки равна 10 км и что удельный вес их одинаков. Конечно, полученные в настоящее время цифры содержат значительную ошибку, однако расчет показал, что данные не являются абсурдными. И если бы я принял, как более вероятное, мощность земной коры не 20 км базальтов + гранитов на всю Землю, а 10 км, то результаты, приведенные в табл. 9, соответственно исправленные, можно было бы считать вполне удовлетворительными. Это значило бы, что мантия "работает" лишь на глубину наблюдаемых наиболее глубокофокусных землетрясений.

Однако существенно то, что характерные для земной коры химические элементы имеют больший коэффициент концентрации. Высокая концентрация наиболее легкоплавких и легколетучих веществ во внешней зоне Земли создала здесь своеобразную зону насыщения наиболее реакционноспособными веществами. Эту зону насыщения мы называем корой Земли. Дальнейшая фракционная дифференциация и другие побочные процессы разделения в пределах зоны насыщения – земной коры – привели к огромному разнообразию состава пород и руд из материала, вынесенного из внутренних частей Земли, к дифференциации изотопного состава.

Остаточными породами от выплавлениия и дегазации материала мантии, как я уже сказал, являются дуниты. С ними и некоторыми другими основными породами в земной коре связаны месторождения Fe, Ni, Co, Pt, Cr и некоторых других элементов. Способ образования этих пород совершенно иной. Они не выплавились и не перешли из глубинных частей мантии. Их образование связано с процессом воздействия пород зоны

Таблица 9. Мощность мантии, необходимая для концентрации отдельных элементов в земной коре

Элементы	Силикатная фаза хондритов	Дуниты	Базальты	Граниты	Мощность мантии, км
Li	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-8}$	400
K	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$	$8{,}3 \cdot 10^{-1}$	3,34	700
Rb	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	850
Cs	$6 \cdot 10^{-5}$	$(5 \cdot 10^{-6})$	$(2 \cdot 10^{-4})$	$1 \cdot 10^{-3}$	250
F	$(1 \cdot 10^{-2})$	$(1 \cdot 10^{-2})$	$4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	100
Cl	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$	100
Br	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	
Al	1,74	0,44	8,76	7,70	150
Ga	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	150
Ti	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$2{,}3 \cdot 10^{-1}$	400
Ca	1,97	0,5	6,72	1,58	100
Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	100
Ba	$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$2{,}7 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$	3000
U	$2 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	2000
Th	$1{,}0 \cdot 10^{-5}$	$(5{,}0 \cdot 10^{-7})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	2000
Mo	$5 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}9 \cdot 10^{-4}$	400

насыщения (т.е. пород уже земной коры) на наиболее внешнюю часть пород мантии, оказавшихся в пределах зоны насыщения земной коры.

Характер хромитов и сульфидных руд, сопровождающих ультраосновные породы, очень однообразен. Но не все дуниты сопровождаются рудой хрома и никеля. Косвенной поддержкой гипотезы, о которой я только что говорил, являются некоторые данные о запасах и добыче хромовых и никелевых руд по сравнению, например, со свинцовыми и цинковыми рудами. Действительно, во всем мире запасы свинца и цинка исчисляются в $4 \cdot 10^7$ и $6 \cdot 10^7$ т соответственно и добыча около $2{,}5 \cdot 10^6$ и $3 \cdot 10^6$ т соответственно, при содержании свинца и цинка 10^{-3} % в ультраосновных породах.

Содержание хрома $3 \cdot 10^{-1}$ % и никеля $1{,}5 \cdot 10^{-1}$ % в ультраосновных породах, запасы исчисляются в $5 \cdot 10^6$ и $2 \cdot 10^6$ т, а добыча – в $5 \cdot 10^5$ и $2 \cdot 10^5$ т соответственно, т.е. при высоком содержании в ультраосновных породах (метеоритах, мантии) хрома и никеля содержание их в коре несравненно меньше, чем, например, свинца и цинка, содержание которых в мантии на два порядка ниже, чем хрома и никеля.

Нужно заметить, что, очевидно, не вся масса летучих соединений сконцентрирована только в зоне насыщения. Частично некоторые из них прошли насквозь этот экран (N, H_2O, CO_2), частично задержались в самой зоне или даже мантии (S), как я об этом говорил выше.

Наконец, о скорости процесса выплавления и дегазации легкоплавких и легколетучих веществ из мантии. Безусловно, процесс не имел линейного характера. В отдаленные времена он имел более интенсивный характер, но не замирает и сейчас. Чтобы представить масштабы возможных событий, я позволю себе привести следующие расчеты.

Если бы земная кора наращивалась равномерно в течение $5 \cdot 10^9$ лет, то годичный прирост составил бы $1 \cdot 10^{-3}$ см. За $5 \cdot 10^6$ лет она приращивала бы по 1 см в год. И только если бы процесс закончился в течение $5 \cdot 10^3$ лет, она росла бы со скоростью 10 м в год.

Таким образом, химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется грандиозным и непрерывным процессом радиального выплавления и дегазации вещества мантии, как следствием самопроизвольного распада самых непрочных радиоактивных атомов, а интенсивность этого процесса определяется размерами планеты.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ БИОСФЕРЫ*

Рассматривая мало изученный вопрос о возникновении биосферы, я, конечно, стремился собрать наиболее достоверные факты. Но так как их не так много, я пытался восполнить этот пробел научной логикой. Я знаю, что часто буду говорить то, что сказано до меня.

Основные представления о биосфере заложил, несомненно, Э.Зюсс. Он ввел в науку представление о биосфере, как оболочке Земли, охваченной жизнью. В.И. Вернадский с присущей ему глубиной мысли показал все значение этой оболочки в геохимических процессах Земли. Он говорил, что "с геологической и геохимической точки зрения вопрос стоит не о синтезе отдельного организма, а о возникновении биосферы". Почти сто лет тому назад А. Добре пришла счастливая мысль об аналогичности состава метеоритов и оболочек Земли. Эта идея в науке оказалась исключительно плодотворной. Н. Боуен, Р. Дели, В. Гольдшмидт [15], Г. Юри [25], О.Ю. Шмидт и очень многие другие придерживались ее. Я вполне разделяю эту точку зрения. Благодаря изотопному анализу свинца и другим радиоактивным методам удалось установить, что возраст вещества Земли и возраст вещества метеоритов очень близки и составляют около $5 \cdot 10^9$ лет [7, 8].

О СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ

Современная земная кора состоит из базальтовой и гранитной оболочек, прикрытых чехлом осадочных пород. Земная кора отличается от пород мантии Земли не только по своему химическому составу, но и по своим сейсмическим свойствам, отделяясь от них поверхностью раздела, так называемым слоем Мохоровичича, на континентах на глубинах около 40 км. Глубже лежат еще более бедные SiO_2 и богатые Mg и Fe ультраосновные породы; среди них дуниты, которые иногда выходят на поверхность Земли, выполняя зоны глубоких разломов коры.

Базальтовая оболочка покрывает весь земной шар. Гранитная оболочка покрывает около половины поверхности Земли, достигая наибольшей мощности на континентах. Она отсутствует на дне Тихого океана. При бурении на атоллах в Тихом океане (Маршалловы острова и др.) гранит не был встречен и скважина вошла непосредственно в основную оливиновую породу. Атлантический и Индийский океан (кроме глубоких впадин), по-видимому, имеют гранитную оболочку. Базальтовая оболочка на дне океанов имеет меньшую мощность – 5–15 км. Таким образом, от океанической земной коры к континентальной земной коре нет постепенного перехода.

Давно обращалось внимание на известное однообразие состава любой из оболочек Земли – гранитной, базальтовой или какой-либо другой – на всем ее протяжении.

Несомненно, структура земной коры, ее мощность, ее состав дают указания на способ ее образования. Образование земной коры связано с дифференциацией вещества Земли в разогретом состоянии.

---

* Возникновение жизни на Земле: Тр. Междунар.симпоз., Москва, 1957 г. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 28–41.

О ТЕПЛЕ ЗЕМЛИ

Развитие теплового баланса Земли за $5 \cdot 10^9$ лет – наиболее сложный вопрос. Обычно рассматриваются два возможных источника тепла Земли: 1) радиоактивный распад U, Th и ^{40}K и 2) сжатие Земли. Даже в вопросе о радиогенном тепле до последних лет не было согласия, главным образом из-за отсутствия достаточно точных данных о содержании U, Th и K в метеоритах и в глубинных породах Земли и неточности знания констант распада. Если мы примем, что в настоящее время силикатная фаза Земли в среднем содержит столько же урана, тория и калия, сколько в среднем содержат каменные метеориты, хондриты, а именно $U \simeq 3 \cdot 10^{-6}$ %, $Th \simeq 1 \cdot 10^{-5}$ % и $K \simeq 8{,}5 \cdot 10^{-2}$ %, то элементарные расчеты показывают, что за $5 \cdot 10^9$ лет радиогенного тепла было достаточно, что бы проплавить вещество Земли. К этому я должен добавить, что взятые нами средние значения для U, Th и K хондритах, по существу, являются минимальными[1].

Вызывает значительно большие сомнения другой вопрос: в какой мере допустим расчет теплового эффекта Земли по средним данным содержания радиоактивных элементов в хондритах? Но у нас, к сожалению, нет другого способа. Даже в случае дунитов, этих ультраосновных пород мантии, иногда достигающих поверхности Земли, отсутствуют какие-либо надежные данные по содержанию U, Th, K и других элементов, тем более средние данные. Я должен сказать, что получение этих данных – довольно трудная задача. Наша сравнительная оценка содержания U, Th, K и ряда других химических элементов в хондритах и дунитах показывает, что в последних оно заметно ниже, чем в каменных метеоритах – хондритах. Как мы увидим дальше, с нашей точки зрения, это находит свое объяснение. Мы можем даже согласиться с тем, что единственно известные хорошие определения содержания K в дунитах, приведенные В. Холиком и Л. Аренсом, правильны. Они дают исключительно низкую величину содержания K в дунитах, а именно $\leqslant 1 \cdot 10^{-3}$ %.

Короче говоря, если мы допустим, что земная кора была выплавлена из вещества мантии Земли и унесла с собой от 1/3 до 1/2 всех радиоактивных элементов Земли, то аналогия между составом хондритов в смысле содержания U, Th и K и средним составом силикатной фазы Земли является допустимой. Практически одинаковые значения величины теплового потока с единицы поверхности континента и дна океана, полученные недавно Ф. Бёрч [12, 13], и др., также не противоречат этому выводу.

Значение потока гравитационного тепла особенно в начальной фазе развития Земли, не ясно.

Но наиболее кардинальным событием для теплового баланса нашей планеты было образование земной коры, изменившее распределение радиоактивных и других элементов и тепла внутри земного шара и изменившее тепловое равновесие [11].

ОБРАЗОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Взаимозависимость развития земной коры, гидросферы и атмосферы в настоящее время общепризнана [16, 17].

Имеющиеся данные по содержанию на поверхности Земли H_2O, CO_2, HF, Cl, S, B и ряда других элементов или соединений позволяют однозначно утверждать, что они не могли быть продуктами разрушения – выветривания горных пород земной коры. Для них должны быть найдены какие-то другие источники.

Если отвлечься от второстепенных деталей, то можно формулировать две господствующие системы взглядов на процесс образования земной коры, океана и атмосферы: образование земной коры в процессе первичной дифференциации земного вещества из горячего материала протопланеты и, напротив, образование ее из холодного материала Земли путем проплавления.

[1] Содержание U даже в одних и тех же каменных метеоритах, по данным разных авторов, колеблется от $3 \cdot 10^{-6}$ до $3 \cdot 10^{-5}$ %.

Таблица 1. Способы образования земной коры

А. Из горячего материала протопланеты	Б. Из холодного материала Земли
Дифференциация вещества на фазы при T свыше 2000 K; потеря легких газов (H_2, He). Образование постоянного ядра Земли	Холодное, твердое, негомогенное вещество (Fe + силикаты), потерявшее химически инертные и летучие соединения. Отсутствие газового давления. Разогревание и образование растущей тонкой коры Земли путем выплавления (повышение T до 1000 K)
Образование мощной Земной коры (в течение 10^6–10^7 лет); возможность дифференциации на слои базальта, гранита	Рост железного ядра Земли
Отсутствие вулканизма	Наземный, а позже и подводный вулканизм. Дегазация. Образование примитивной атмосферы (без инертных газов), паров воды CO_2, и др.
Первичная плотная атмосфера, содержащая всю воду, CO_2, H_2 и др., а также инертные газы в космических соотношениях	Охлаждение значительной поверхности Земли. Выветривание. Образование океана
Охлаждение поверхности Земли	
Мощные процессы выветривания. Конденсация всей воды, образование первичного "кислого" океана. Образование континентов	Образование континентов с древними ядрами пород, развившихся в результате плутонической деятельности (гранитная оболочка)
Образование вторичной современной кислородной атмосферы (путем осаждения $CaCO_3$, а также путем фотосинтеза)	Вторичная современная кислородная атмосфера (в результате осаждения $CaCO_3$, а также путем фотосинтеза)

* Наличие H_2O, CO_2, HF и других газов понижали температуру.

Эти противоположные системы взглядов представлены мною в виде сравнительной таблицы (табл. 1). Мне казалось, что оба предположения об образовании земной коры по-своему правомочны.

О "ГОРЯЧЕМ" СПОСОБЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В представлениях об образовании земной коры из горячего материала протопланеты наиболее трудным является объяснение следующих фактов: 1) отсутствие на Земле инертных космических газов при сохранении H_2O, CO_2 и других летучих химических соединений, 2) отсутствие мощной земной коры, 3) проявление интенсивного вулканизма, особенно в начале геологической истории Земли.

На звездах и в туманностях распространенность тяжелых инертных газов Ar, Ne, Xe, Kr весьма значительна. Например, содержание Ar и Ne такого же порядка, что и содержание O_2. Между тем в нашей атмосфере содержание легких и тяжелых инертных газов ничтожно мало и составляет тысячные и десятитысячные доли по сравнению с их космической распространенностью. Наиболее распространенные в атмосфере инертные газы, в частности ^{40}Ar и ^{4}He, являются продуктами вторичного происхождения, возникшими в результате радиоактивного распада ^{40}K, U и Th (или спонтанного деления U и Th) или в результате скромных по масштабам вторичных ядерных реакций на Земле. Изотопный состав этих инертных газов атмосферы Земли отличается от изотопного состава инертных газов звезд и туманностей. Если только не отрицать существования в протопланетном облаке инертных газов, то при "горячем" способе образования Земли трудно объяснить, почему N_2, CO_2, H_2O и другие газы и пары сохранились на поверхности Земли, а более тяжелые Ar, Ne, Kr, Xe исчезли.

Несколько слов о мощности коры. При высокотемпературной дифференциации

силикатных веществ Земли должен был идти процесс глубокого и полного выплавления наиболее низкоплавкой их части. Расчеты и прямые опыты плавления ультраосновных пород (дунитов) и метеоритов показали нам, что этот процесс для них не закончен. Исходя из ориентировочных данных, можно было бы ожидать, что из вещества, подобного составу каменных метеоритов – хондритов, можно выплавить несколько больше легкой фракции. Между тем мощность земной коры по сравнению с мощностью мантии ничтожно мала – около 1/100.

Наконец, необходимо рассмотреть причины интенсивного вулканизма особенно в начальной стадии формирования земной коры. Наличие этого явления в далеком прошлом Земли не вызывает сомнения и геологически хорошо документируется. В настоящее время на поверхности Земли существует более 500 действующих вулканов; естественно, что механизм вулканической деятельности на Земле не может быть абстрагирован от механизма дифференциации Земли на оболочке. Земная кора с точки зрения "горячей" гипотезы, по представлениям крупнейших специалистов, занимавшихся этим конкретным вопросом (В. Чемберлин, А. Будингтон, К. Буллен, Г. Джеффрис и др.), образовалась за очень короткое геологическое время порядка 10^6–10^7 лет. При последующих процессах потери тепла и охлаждения, как Земли в целом, так и ее коры, жидкая магма удержала находившиеся с нею в равновесии при температуре затвердения космические газы и пары. Вся главная масса газов и паров летучих веществ находилась на периферии планеты, образуя ее первичную плотную атмосферу. Возникает, естественно, вопрос, почему же тогда этот процесс формирования твердой земной коры сопровождался вулканизмом, который продолжался, правда, со спадающей силой, в течение всей дальнейшей истории Земли. Для объяснения этого эффекта нужно было бы допустить не спад температуры внутри Земли, а ее подъем или вторичное проплавление вещества Земли, что в этой системе представлений является невозможным.

О ГИПОТЕЗЕ ВЫПЛАВЛЕНИЯ КОРЫ ИЗ ХОЛОДНОЙ ЗЕМЛИ

В представлениях об образовании земной коры из холодного материала Земли имеются свои трудные вопросы. Можно представить, что холодное твердое негомогенное вещество, из которого формировалась планета, не удерживало газов и других соединений, которые не были химически с ним связаны. Эта счастливая мысль, впервые пришедшая Г. Браун [1], объясняет причины отсутствия на Земле космических количеств всех инертных газов.

Когда Земля достигла известных размеров, произошел адиабатический процесс разогревания вещества под влиянием накопившегося радиогенного тепла U, Th и K и, возможно, в какой-то части также в результате гравитационного сжатия. Под влиянием тепла возникла дифференциация вещества и наиболее низкоплавкая и легкая фракция оттеснилась к периферии на поверхность Земли. Я обратил внимание на то, что химический состав хондритов значительно отличается от химического состава ультраосновных пород, например дунитов, по высокому содержанию многих, как оказалось, легко подвижных в силикатных расплавах химических элементов (табл. 2).

Представим, что столбик из вещества каменного метеорита подвергается нагреванию до расплавления таким образом, что расплавлению подвергнется очень узкая его зона, а затем нагреватель медленно движется дальше вдоль всего столбика. Это можно повторить много раз. Таким образом, жидкая фракция многократно проходит через обрабатываемый твердый хондритный столбик. В результате этой зонной плавки в одном конце собираются вещества, понижающие температуру кристаллизации, а в другом конце – повышающие температуру кристаллизации силикатного расплава. Я поставил опыты с хондритом и убедился, что действительно происходит процесс обогащения в определенном направлении – в направлении, так сказать, отжатия щелочей и других элементов. Этот метод, по-видимому, позволит в будущем получить существенные количественные данные. Мне кажется, что он дает возможность экспериментально объяснить механизм дифференциации вещества Земли.

Таблица 2. Содержание некоторых химических элементов в хондритах, дунитах, базальтах и гранитах (в %)

Элементы	Силикатная фаза метеоритов	Дуниты	Базальты	Граниты	Мощность мантии (расчет), км
Li	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	600
Na	0,67	0,23	1,94	2,77	300
K	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,83	3,34	1000
Rb	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	1000
Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4{,}4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	1500
Al	1,74	0,44	8,76	7,70	400
U	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	1500
Th	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$2{,}3 \cdot 10^{-1}$	500

Эти эксперименты позволили мне предположить, что дуниты мантии являются остатком от выплавления вещества Земли, по своему составу аналогичного составу хондритов. Тогда по содержанию ряда этих легкоподвижных элементов в дунитах, земной коре и хондритах можно представить мощность мантии, которая была использована для образования земной коры (см. табл. 2). У нас еще нет точных коэффициентов извлечений при подобной зонной плавке для каждого приведенного в таблице элемента. Но если оценку произвести по начальному содержанию элементов (в хондритах), их остатку (в дунитах) и накоплению в земной коре (в гранитах и отдельно в базальтах), например, щелочей, U, Th и других элементов, то мощность мантии Земли, мобилизоваиная для этих целей, будет составлять сотни километров и в ряде случаев свыше тысячи[2] [2, 4, 10]. Следствием того, что для создания наблюдающейся концентрации ряда химических элементов в породах земной коры было необходимо использовать всю мощность мантии, явилась малая мощность земной коры. Если предположить, что кора Земли наращивалась равномерно за $5 \cdot 10^9$ лет, то прирост мощности составил бы $1 \cdot 10^{-3}$ см в год, за $5 \cdot 10^6$ лет она приращивалась бы по 1 см в год; и только, если бы процесс закончился в течение $5 \cdot 10^3$ лет, она росла бы со скоростью 10 м в год.

ПЕРВИЧНАЯ АТМОСФЕРА

Из только что сказанного следует, что я придерживаюсь взглядов о разогревании холодного вещества Земли и считаю, что первичная атмосфера возникла в результате освобождения при проплавлении вещества Земли летучих соединений, которые до того химически были с ним связаны.

Состав современных вулканических газов дает общее представление о характере этой первичной атмосферы. Главную массу составляли H_2O, затем CO_2, CO, HCl, HF, H_2S, N_2, NH_4Cl и, может быть, CH_4. В вулканических газах никакого повышенного содержания инертных газов не наблюдалось. Относительно высокое содержание ^{40}Ar в вулканических газах и в атмосфере происходит главным образом за счет реакций радиоактивного распада $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$ [22]; время, которое было бы необходимо для накопления современного количества ^{40}Ar в атмосфере, исходя из количества выветрившихся на поверхности пород, оказалось равным $5 \cdot 10^9$ лет, т.е. отвечает возрасту Земли, полученному по свинцово-изотопному методу[3] [7, 8].

Количество другого инертного газа, находящегося в атмосфере ^4He, являющегося продуктом радиоактивного распада U и Th меньше, чем можно было ожидать, исходя

[2] При расчете я принял мощность базальтов равной 20 км, а гранитов для всей Земли в среднем 10 км.

[3] В другом месте я подробно останавливаюсь на изотопном составе газов атмосферы и их происхождении [3].

из данных по содержанию U и Th в породах. Это указывает, что He и, конечно, еще более легкий H_2 продолжают покидать Землю, причем потеря H_2 опережает потерю дейтерия. Принятая нами идея образования первичной атмосферы, казалось, не оставляет места для сохранения газообразного N_2. В вулканических газах присутствует N_2, но его источники неизвестны. Очень вероятно, что N_2 находился в виде соединений; обычно считают, что это были нитриды железа, титана и др. или соли аммония. Нитриды Fe_3N_2 были обнаружены в виде налета на лаве Этны, Везувия, а осборнит TiN однажды наблюдался в виде мельчайших кристалликов в метеорите Bustee. Это очень редкие соединения, но не исключено, что они могли быть, хотя бы частично, источником N_2. При реакциях с водой они дают NH_4. Значительно более мощным является процесс выделения вулканами и особенно фумаролами NH_4Cl и других аммонийных соединений. Достаточно вспомнить Тосканские фумаролы. В рыхлых породах Камчатки на огромном расстоянии от вулканов мы обнаруживали постоянно 10^{-2}–10^{-3}% NH_4Cl. Л. Рэлей [20], определявший газы в горных породах, указывает, что азот в них, возможно, присутствует в связанном состоянии. По современным определениям в изверженных породах содержание азота ~0,001 $см^3$, в каменных метеоритах ~0,0008 $см^3$ и, что интересно, в дунитах минимальное ~0,0004 $см^3$ на грамм породы. Является ли NH_4Cl вулканов ювенильным продуктом или он синтезируется на раскаленной лаве из N_2 воздуха? Мы производили опыты синтеза NH_4Cl на раскаленной лаве из H_2 + N_2, но этот процесс идет только в отсутствие O_2 воздуха. По-видимому, NH_4Cl вулканов является ювенильным продуктом, а N_2 атмосферы – результатом дегазации Земли. Кстати сказать, изотопный состав азота горных пород и атмосферы $^{14}N/^{15}N$ практически одинаков. Первичная атмосфера, как и первичный океан, содержала ионы NH_4 абиогенного характера.

Что же касается содержания метана в первичной атмосфере, то заметим, что содержание его в вулканических газах весьма мало; и можно предположить, что метан систематически возникает в результате следующих реакций на раскаленной лаве C (диспергированный в породах) + $2H_2 \rightarrow CH_4$ или $CO + 3H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O$ или $CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$. Д. Пул [18] отказался от своей идеи первичной метановой атмосферы.

И наконец, о сере и ее соединениях в первичной атмосфере. В вулканических газах сера находится в виде H_2S, S, а затем превращается в SO_2 и окисляется дальше. Но главные массы серы фиксируются в виде сульфидов железа и других тяжелых металлов ниже уровня поверхности Земли. Предполагали, что S вулканов возникает из осадочных пород (например, из морских сульфатов). Можно, безусловно, утверждать, что сера вулканов ювенильного характера. Она сопровождается селеном. Но главное в том, что ее изотопный состав, $^{34}S/^{32}S$, резко отличается от серы сульфатов и отвечает изотопному составу серы каменных и железных метеоритов, с которыми она по изотопному составу, как мы показали, идентична [6].

Совершенно приближенные расчеты показывают, что вся продукция газов на поверхности Земли доставлялась практически из всей толщи мантии. Дегазация Земли не была равномерной и, вероятно, была по интенсивности подчинена общему тектоническому ритму Земли. Основные массы были выброшены в начале геологической истории Земли. Однако плотной тяжелой атмосферы не образовалось. У. Руби [21] совершенно условно принимает, что эта первичная атмосфера содержала около 1% CO_2 (вместо 30 атм CO_2 по "горячим" теориям). Этот интересный вопрос о кинетике образования оболочек Земли ждет дальнейшего исследования.

ПЕРВИЧНЫЙ ОКЕАН

Источником главных анионов океанической воды, CO_5^{2-}, F^-, Cl^-, SO_4^{2-}, BO_3^{3-} и др., как и самой воды, были продукты дегазации внутренних пород мантии Земли, а источником главных катионов океанической воды Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Si^{2+} и др. были разрушавшиеся горные породы поверхности Земли. Основное поступление газов пол-

держивалось вулканической и интрузивной деятельностью; кроме того, они выносились вместе с лавой. Очевидно, разогревание поверхности Земли и, следовательно, количество газов в атмосфере в известный период достигло максимума, а затем последовало медленное охлаждение поверхности Земли и конденсация продуктов дегазации. Последние события, насколько можно представить, произошли в первые сотни миллионов лет жизни планеты. Но эти цифры ничем не подкреплены.

Наращивание мощности земной коры, увеличение количества CO_2 и других газов атмосферы и рост объема океана – синхронные события, вначале достигшие максимальной скорости развития, а затем постепенно спадавшие и не закончившиеся еще сегодня.

Кислые пары нейтрализовались породами. Газы атмосферы находились в равновесии с водой океана, и, в частности, HF, HCl и другие газы были быстро удалены из атмосферы. Что касается углекислоты, то чем больше было ее в атмосфере, тем больше было в растворе $CaCO_3$, и образование известняков при этом было в общем исключено. Состав газов, выносимых из внутренних частей Земли, вероятно, очень мало менялся. Поэтому химический состав океана не подвергался резким изменениям в своем солевом составе. Эти изменения очень скоро стали столь же незначительны, как те изменения, которые мы наблюдаем в других оболочках: базальтовой, гранитной. Наиболее значительное изменение состава солевой массы океан пережил с момента осаждения $CaCO_3$ или доломитов.

Какие причины могли вызвать осаждение $CaCO_3$? Основных причин две: 1) разрушение бикарбоната кальция при испарении водных бассейнов и 2) биологическая фиксация CO_2 в скелетах организмов ($CaCO_3$), а также в процессе фотосинтеза.

Испарения водных бассейнов достигли существенного масштаба с момента возникновения эпейрогенических плоских континентальных морей. Эти моря приобретают значение тогда, когда появляются широкие платформы континентов, т.е. около $2{,}5 \cdot 10^9$ лет тому назад или несколько в более раннем архее. И действительно, как мы нашли, в осадках платформ, где были плоские моря, находится до 50% карбонатов вместо 15% в среднем для всех осадочных пород Земли [9].

К крупной смене состава океана нужно отнести и появление в океанической воде в значительном количестве SO_4^{2-}, поскольку в первичной атмосфере присутствовали преимущественно H_2S, S и окисление их на поверхности, хотя и могло идти в присутствии воды (фотохимически), но, вероятно, до появления достаточных количеств свободного кислорода не было очень продуктивным.

Наиболее древним первичным океаном является впадина Тихого океана, дно которой не покрыто гранитной оболочкой. Атлантический и Индийский океаны, дно которых покрыто гранитной оболочкой (за исключением, может быть, глубоких впадин), по представлению большинства геологов, образовались в палеозое или, может быть, даже в мезозое вследствие опускания коры Земли и захоронения таким образом гранитного слоя под водой.

ПРИЗНАКИ ДРЕВНЕЙ БИОСФЕРЫ

Этими признаками могли быть скелеты организмов, отпечатки и другие морфологические структуры, сохранившиеся в породах, сами органогенные породы и, наконец, характер выветривания пород и их состав. Как видно из рис. 1, все эти признаки очень быстро исчезают.

Развитие древней коры Земли $3 \cdot 10^9$ лет тому назад и ранее характеризуется интенсивной тектонической и вулканической деятельностью, не повторявшейся позже. Земля представляла собой единую геосинклинальную область. Безграничные эффузивные поля, грандиозные потоки лавы создавали базальтовую оболочку Земли. Колоссальные процессы выветривания, разрушения излившихся пород порождали мощные отложения, главным образом кластического материала, которые как бы экранировали местами поднимавшиеся из глубин Земли горячие газы и магму. Вместе с этим со временем усиливается интрузивная деятельность. Огромные массы так называемых анатектичес-

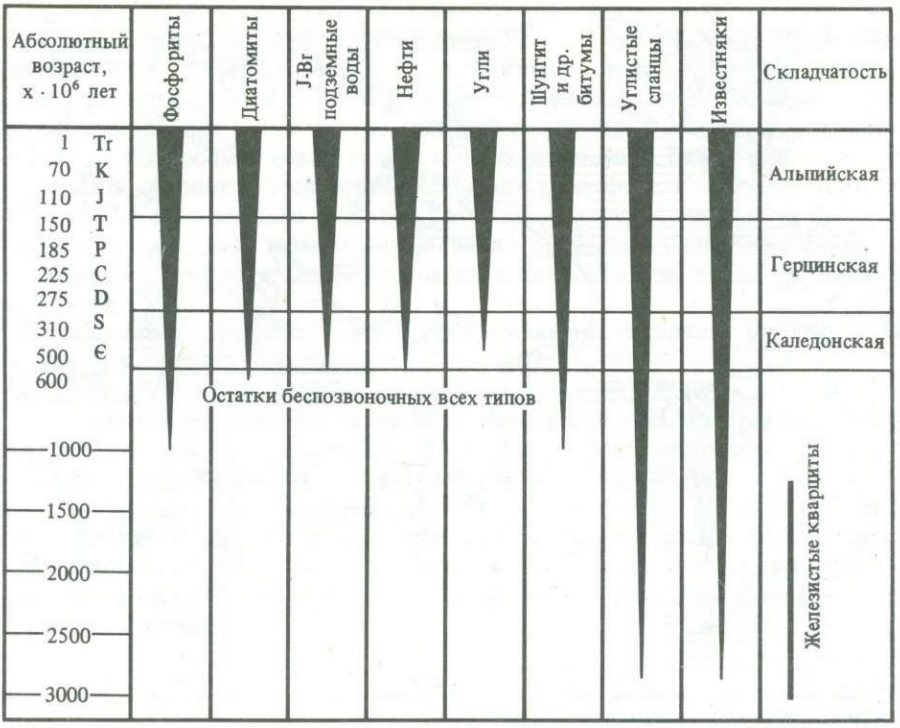


Рис. 1. Схема, показывающая сохранность биогенных пород во времени

ких гранитных батолитов проникают в эти древнейшие осадочные толщи. Гранитный материал так тесно проникает в эти древние осадочные гнейсовые породы, что трудно отделить, где собственно граниты, где вмещающие породы. Таким образом, древние архейские граниты, характеризующиеся богатым содержанием калиевого полевого шпата, создаются путем переплавления под влиянием жара и эманации из древнейших осадочных пород. 80% всех гранитов создается в архее. Исключительный по масштабам рост гранитной оболочки завершается в основном в конце архея–в начале протерозоя, т.е. около $1{,}5 \cdot 10^9$, а может быть $2 \cdot 10^9$ лет тому назад.

С развитием интрузивной деятельности в земной коре среди бушующего моря архейской поверхности Земли выделяются островки твердой суши, древние ядра пород которых, согласно радиоактивным методам определения абсолютного возраста, датируются ныне в $2{,}0 \cdot 10^9$–$2{,}5 \cdot 10^9$ лет и выше. Эти ядра континентов известны почти на всех современных материках. В основе этих ядер континентов лежат наиболее древние эффузивные излившиеся породы (рис. 2).

В истории поверхности Земли происходит перелом, когда среди геосинклинальной поверхности Земли впервые появляются более устойчивые, более спокойные области коры Земли, которые медленно обрастают платформами.

Особенно резкое сокращение геосинклиналей и интенсивный рост платформ отмечаются в самом конце архея – в начале протерозоя, около $1{,}5 \cdot 10^9$–$2 \cdot 10^9$ лет тому назад. Земная кора входит в новый этап сокращения геосинклиналей и роста платформ с осадочным покровом. Биосфера и организмы тесно связаны с осадочными породами. В основании сохранившихся ядер древних пород ныне вскрываются древнейшие осадочные породы. Сланцы Кьюатинской формации Американского материка оцениваются возрастом свыше $2{,}5 \cdot 10^9$ лет; сланцы того же типа Западной Африки Камбуи – свыше $2{,}2 \cdot 10^9$ лет; свинионские гнейсы Карелии – свыше $2 \cdot 10^9$ лет; саксаганские гнейсы Украинской платформы – более $2{,}0 \cdot 10^9$ лет; шамваянские граниты Африки –

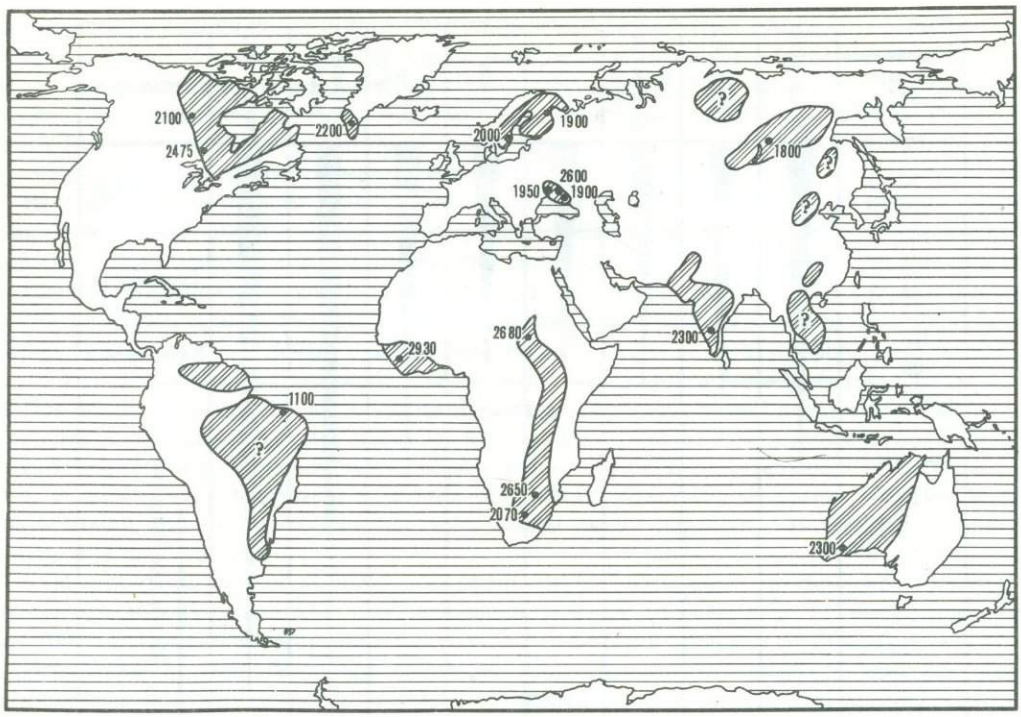


Рис. 2. Современные выходы наиболее древних пород

Штриховкой показаны наиболее древние ядра пород на разных континентах. Цифры – абсолютный геологический возраст этих пород, определенный радиоактивными методами и выраженный в годах $\times 10^6$

$2{,}8 \cdot 10^9$ лет и т.д. Среди них, а также и в более молодых породах конца архея и начала протерозоя находятся на всех материках наиболее надежные свидетели существования в архее кислородной атмосферы. Это осадочные железные руды, железистые кварциты или так называемые джеспилиты, содержащие гематит и продукт его метаморфизма – магнетит, т.е. окисленное железо. Вспомним железистые кварциты Кривого Рога и Курской магнитной аномалии (СССР), Канады, Швеции (Кируна и др.), Африки и т.д. К. Ранкама [19], изучая брекчии Suodenniemi, по сравнению с первичной породой (Финляндия, возраст $2 \cdot 10^9$ лет) не нашел в них увеличения содержания Fe^{III}. К. Гейер [14] опроверг это и нашел в них гематит. Эти руды архея и протерозоя по запасам во много раз превосходят все железные руды позднейших периодов.

Примерно тем же возрастом датируется повсеместное появление известняков в виде мраморов и кристаллических доломитов. Эти кристаллические карбонаты представлены вначале конгломератами и брекчиями, постепенно переходящими, особенно в протерозое, в мощные пласты на платформах. Параллельно с этим в протерозойских и ниже в архейских известняках и других породах обнаруживаются следы древнейших организмов [5]. Первой подобной находкой была известная Collenia Walcotta, водоросль из известняков основания Большого Каньона, из гренвильских известняков Большого озера с возрастом породы около $1{,}5 \cdot 10^9$ лет. Гроут с сотрудниками описал схожую с Collenia органическую структуру из гуронских пород примерно того же возраста. Грюнер из Миннесоты в нижнегуронских отложениях нашел водоросль Inactis. В ятулианских породах Карелии (возрастом около $1{,}6 \cdot 10^9$ лет) была описана Carelozoon jatulica. С. Тайлер и Е. Баргурн [24] нашли остатки синезеленых водорослей, флагеллат в породах Канадского щита (возраст пород около $2 \cdot 10^9$ лет). Р. Мак-Грегор (см. [18]) обнаружил следы водорослей в известняках Родезии, возраст которых датируется $\sim 2{,}7 \cdot 10^9$ лет, и т.д.

Таким образом, непосредственные доказательства нахождения в атмосфере свободного кислорода существуют по крайней мере уже в течение $2 \cdot 10^9$ лет. Поскольку в первичной атмосфере были H_2O, CO_2 и другие кислородные соединения, совершенно не исключено, что то или иное количество абиогенного кислорода находилось в первичной атмосфере архея в результате фотодиссоциации этих соединений в верхних слоях атмосферы. Этот процесс очень медленный, а интенсивно действующие вулканы не способствовали накоплению кислорода в древней атмосфере. К тому же отсутствие свободного кислорода не мешало развитию анаэробной жизни. Если даже не было озонового экрана, который, как думают, предохранял организмы от избытка ультрафиолетового облучения, то морская вода уже на небольшой глубине представляла собой прекрасный экран.

Углистые сланцы с графитом сопутствуют всем этим находкам. На границе протерозоя и архея ($1{,}6 \cdot 10^9$ лет) находится и наш шунгит.

Между тем Г. Тод и Д. Макнамара [23] на основе определения изотопного состава $^{32}S/^{34}S$ в сульфидах осадочного происхождения считали, что граница жизни лежит где-то около 700–800 млн лет. Мы экспериментально показали по изотопному составу серы подобных сульфидов, что это мнение неверно. Из того, что я сказал, следует, что более или менее определенная граница лежит где-то между $2{,}5 \cdot 10^9$ и $2 \cdot 10^9$ лет, вероятно ближе к первой цифре. К этому времени, как правило, исчезают не только морфологические признаки организмов, но вследствие ассимиляции исчезают и сами осадочные породы, в силу чего приобретают особенное значение физические и химические аспекты исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если мы наблюдаем признаки биосферы в отложениях, датируемых свыше $2 \cdot 10^9$ лет, то естественно, что корни биосферы уходят дальше вглубь. Условия того времени остаются еще недостаточно определенными. Невозможно, даже с малой вероятностью, представить, например, степень изменения интенсивности ультрафиолетовой радиации или космического излучения и т.п. Может быть, наиболее сильным фактором, ограничивающим жизнь, могла быть температура поверхности Земли, ее пород, воды, газов. На рис. 3 видно, что суммарное тепло от распада радиоактивных элементов уже к периоду $3 \cdot 10^9$ лет тому назад начинает спадать гораздо медленнее, чем до того времени. В период от $3 \cdot 10^9$ лет и до нашего времени количество этого тепла уменьшается меньше чем в 2 раза. В известной мере то же самое относится и к температуре поверхности Земли.

Мне представляется, что особенностью архейской биосферы являлось именно значительное количество тепла на поверхности Земли, проявившееся в многочисленных вулканических и поствулканических событиях в виде извержений горячих газов, горячих источников и т.п., которые могли привести к неповторявшемуся позже интенсивному каталитическому синтезу многочисленных органических веществ на поверхности Земли из молекул CO_2, CO, H_2S, S, NH_3, CH_4, HCl, HF и др. От момента возникновения биосферы до кембрия, когда в отложениях этого периода палеонтолог встречает высокоорганизованные организмы – все типы беспозвоночных животных, – проходит по крайней мере $(1{,}5–2{,}0) \cdot 10^9$ лет. В течение этого времени, по-видимому, возникают разнообразные механизмы окисления H_2S и другие аналогичные процессы, а затем дегидрогенизация H_2O при участии хлоропластов и т.д. Возможный процесс фотодиссоциации H_2O позволил обращаться кислороду в атмосфере минимум в 10^8 лет. Фотосинтетический кислород оборачивается в атмосфере в течение 5000 лет, создавая, таким образом, прочную гарантию развития аэробной жизни. Создавались и укреплялись и многие другие геохимические циклы веществ, элементов, молекул с участием организмов, подобно тому как фосфаты костей создали позже у позвоночных основу для развития их нервно-мышечной ткани и т.д.

В этих циклах были отобраны и закрепились в эволюции организмов $CaCO_3$,

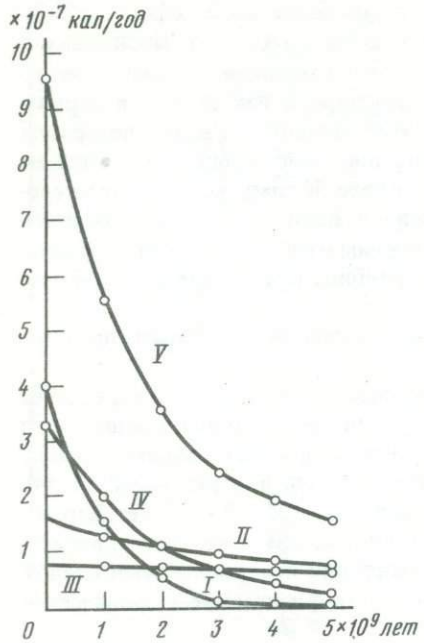


Рис. 3. Радиогенное тепло, образуемое в Земле U, Th, ^{40}K и суммой этих элементов в течение времени
I – ^{235}U; *II* – ^{238}U; *III* – ^{232}Th; *IV* – ^{40}K; *V* – сумма элементов

$CaHPO_4$, хитин, клетчатка, порфирины и множество других еще более сложных соединений. Но это лежит далеко за пределами геохимической истории биосферы.

Итак, мы можем заключить, что выплавление из всей толщи мантии легких базальтовых пород под влиянием радиогенного тепла, сопровождавшееся дегазацией H_2O, CO_2 и других паров и газов на поверхности Земли, определило состав первичных архейских атмосферы и океана. В течение некоторого времени солевой состав океана и состав атмосферы могли претерпевать некоторые изменения из-за неритмичности подачи паров и газов на поверхность Земли. В составе архейских океана и атмосферы, помимо других газов и паров, содержались абиогенного происхождения NH_4Cl, H_2S, S, возможно CH_4 и некоторые количества O_2, создавшие условия для каталитического синтеза при повышенных температурах сложных органических веществ. Последние в истории поверхности Земли резкие изменения состава океана и атмосферы происходили, а затем быстро затухали в течение времени между $3 \cdot 10^9$ и $2 \cdot 10^9$ лет тому назад, когда температурные условия на поверхности Земли приблизились к современным, и сохранившиеся древние ядра континентов являются свидетелями уже давно прошедших магматических событий, закончившихся местами $3 \cdot 10^9$ лет тому назад. У нас нет оснований исключать возможность существования в это время анаэробной жизни.

Одновременно или несколько позже на смену геосинклинальным условиям земной поверхности появляются первые платформенные образования, заливавшиеся плоскими морями. С этими морями связано интенсивное выделение $CaCO_3$ и освобождение атмосферы от CO_2. Появляется еще более мощный процесс образования фотосинтетического кислорода. К этому времени относятся и найденные следы растений и организмов, а также и окисленные железные руды, прямые свидетели кислородной атмосферы. С образованием кислородной атмосферы было связано интенсивное окисление H_2S, S и пополнение океана сульфатами, окисление NH_3 и увеличение содержания N_2 в атмосфере. В дальнейшие периоды – в протерозое, в кембрии – уже не происходило сколько-нибудь заметного изменения состава океана и атмосферы.

Биосфера, будучи подготовлена всем ходом геологических событий, возникает на границе второго и третьего миллиардов лет жизни Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Браун Г.* Редкие газы и образование земной атмосферы // Атмосферы Земли и планет. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. С. 296–305.
2. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия. 1956. № 1. С. 6–52.
3. *Виноградов А.П.* Изотопный состав пород Земли и метеоритов // Атом. энергия. 1958. Т. 4, вып. 5. С. 409–416.
4. *Виноградов А.П.* Метеориты и земная кора (Геохимия изотопов) // Химия радиоэлементов и радиационных превращений: Тр. II Междунар. конф. по мирному использ. атом. энергии. Женева, 1958: Докл. сов. ученых. М.: Атомиздат, 1958. С. 5–27.
5. *Виноградов А.П.* О причине отсутствия известковых (из $CaCO_3$) скелетов у докембрийских беспозвоночных // Докл. АН СССР. 1940. Т. 27, № 3. С. 230–233.

6. *Виноградов А.П.* Об изотопном составе и отношении $^{32}S/^{34}S$ метеоритов и Земли // Атом. Энергия. 1958. Т. 4, вып. 1. С. 94.
7. *Виноградов А.П.* Сравнение данных по возрасту пород, полученных различными методами, и геологические выводы. // Геохимия. 1956. № 6. С. 3–24.
8. *Виноградов А.П., Задорожный И.К., Зыков С.И.* Изотопный состав свинцов и возраст Земли // Докл. АН СССР. 1952, Т. 35, № 5. С. 1107–1110.
9. *Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратинский В.М.* Эволюция химического состава карбонатных пород // Совещание по осадочным породам: Докл. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. С. 104–123.
10. Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса: Тр. Геохим. симпоз., 20–24 дек. 1957 г., Москва. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 167 с.
11. *Любимов Е.А.* О тепловом режиме Земли // Тр. Геофиз. ин-та. 1955. № 26. С. 39–50.
12. *Birch F.* The present state of geothermal investigations // Geophysics. 1954. Vol. 19, N 4. P. 645–659.
13. *Bullard E.* The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean // Proc. Roy. Soc. London A. 1954. Vol. 222, N 1150. P. 408–429.
14. *Geijer P.* Pre-Cambrian atmosphere: evidence from the Pre-Cambrian of Sweden // Geochim. et cosmochim. acta. 1956. Vol. 10, N 5/6. P. 304–310.
15. *Goldschmidt V.M.* Geochemistry. Oxford: Clarendon press, 1954. 731 p.
16. *Holmes A., Cahen L.* African geochronology. Results available to 1 september 1954 // Colonial and Miner. Resour. 1955. Vol. 5, N 1. P. 3–39.
17. Internal constitution of the Earth. 2nd ed. N.Y.: Dover Publ, 1951. 737 p.
18. *Poole J.H.J.* The evolution of the earth's atmosphere // Sci. Proc. Roy. Dublin Soc. 1951. Vol. 25. P. 201–204.
19. *Rankama K.* Geological evidence of chemical composition of the Precambrian atmosphere // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1955. Vol. 62. P. 651–664.
20. *Ryleigh L.* Nitrogen and argon in the Earth's crust // Nature. 1938. Vol. 141, N 3578. P. 970.
21. *Rubey W.W.* Geologic history of sea water // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 62, N 9. P. 1111–1148.
22. *Shillibeer H.A., Russel R.D.* The argon-40 content of the atmosphere and the age of the Earth // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 8, N 2. P. 16–21.
23. *Thode H., Macnamara J., Fleming W.* Sulphur isotope fractionation in nature and geological and biological time scales // Ibid. 1953. Vol. 3, N 5. P. 235–243.
24. *Tyler S.A., Barghoorn E.S.* Occurrence of structurally preserved plants in the Pre-Cambrian rocks of the Canadian shield // Science. 1954. Vol. 119, N 3096. P. 606–608.
25. *Urey H.C.* The planets. Their origin and development. L.: Oxford; Cumberlege: Univ. press, 1952. 245 p.
26. *Urey H.C.* The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon, and Mars // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1955. Vol. 41, N 3. P. 127–144.

ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ*

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о газовом режиме Земли очень сложный и многосторонний. Если бы мы имели достаточные доказательства относительно истории формирования газового состава атмосферы и его изменения на протяжении жизни Земли, то многие геологические проблемы потеряли бы свою остроту. Вот почему я решился вновь вернуться к этому вопросу [2].

Сегодня, вероятно, уже не нужно дискутировать о том, могла ли газовая оболочка образоваться в результате выветривания горных пород земной коры или еще более гипотетическим путем – конденсации "древней" и "тяжелой" атмосферы планеты. В древних осадках нет никаких тому доказательств. Молодая планета была лишена газовой фазы. Короче говоря, я исхожу из представлений о дегазации вещества мантии как основном механизме, который привел к образованию в гравитационном поле Земли устойчивой, но менявшей свой характер во времени газовой оболочки, и хочу это дальше показать.

Дегазация мантии сопровождала процесс выплавления более легкоплавкого вещества мантии – вещества Земной коры. Этот процесс был вызван адиабатическим сжатием Земли и поддерживался теплом радиоактивного распада главным образом U, Th и ^{40}K. Пай радиоактивного тепла поддается известному расчету [4] [1], пай гравитационной энергии менее определенен, поскольку гравитационная энергия зависит, в частности, от размеров астероидов или пыли, из которых образовалась и росла Земля. На этот последний вопрос сегодня более или менее определенно нельзя ответить. Но во всяком случае процесс выплавления и дегазации не носил катастрофического характера, и мы знаем, что мощность земной коры, образовавшейся в результате процесса выплавления более легкоплавкого вещества мантии, составляет меньше 1% мощности мантии, тогда как мощность земной коры могла бы быть и больше, что определяется составом Земли [5]. Ниже мы увидим, что и дегазация вынесла на поверхность Земли в сумме не больше 10% легколетучей фракции мантии. Под легколетучей фракцией мантии я имею в виду пары, прежде всего воды, и газы, которые в результате дегазации, в частности, достигли поверхности планеты [8]. Но, как это сейчас увидим, это не единственный источник газов на Земле. Итак, прежде всего об источниках газов на нашей планете.

---

* Химия земной коры: Тр. Геохим. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. В.И. Вернадского. М.: Наука. 1964. Т. 2, С. 5–21.

[1] При расчете тепла мы принимаем, что каменные метеориты (хондриты) отвечают составу первичной Земли (т.е. близки к составу мантии) и содержат K $8{,}5 \cdot 10^{-2}$%, Th $3{,}8 \cdot 10^{-6}$% и U $1{,}5 \cdot 10^{-6}$%. Общее количество тепла в джоулях (10^7 эрг) на 1 г мантии или каменного метеорита, генерируемое в течение T лет, будет

$$\int_T^0 de = \int_T^0 e \frac{N_0 \eta \epsilon}{M} dt = \int_T^0 e \frac{N_0 \eta_0 e^{-\lambda t} \epsilon}{M} = \frac{e N_0 \eta_0 \epsilon}{M} (1 - e^{-\lambda t}),$$

где e – выделение тепла на 1 распад за время t; N_0 – число Авогадро; η_0 – содержание данного элемента в мантии (метеорите); T – время, лет назад; ϵ – относительное содержание рассматриваемого изотопа; M – грамм и абсолютный вес.

Потеря тепла Землей за год принимается $9 \cdot 10^{27}$ эрг.

ИСТОЧНИКИ ГАЗОВ

На Земле имеется много источников газов, паров, происходили многие процессы, которые участвовали в образовании атмосферы. Вклад каждого отдельного источника паров, как мы увидим, весьма различен, но не всегда может быть строго оценен с количественной стороны. Наибольший вклад паров и газов был внесен холодным космическим веществом (отвечающим по составу каменным метеоритам), из которого формировалась растущая планета. Однако это холодное метеоритное вещество в космическом вакууме сохранило главным образом те пары и газы, которые с метеоритным веществом давали прочные химические соединения. Поэтому, несмотря на высокую распространенность на Солнце, например H, He, C (CH_4 и др.), O_2 и пр. [6], эти газы не удержались в свободном состоянии в силикатном веществе планеты. Появление этих и других газов, например инертных, на поверхности Земли связано с последующим разогреванием вещества Земли – процессами выплавления и дегазации мантии Земли. О возможном содержании в силикатном веществе Земли (в частности, в мантии) легколетучих соединений можно получить представление по их содержанию в каменных метеоритах (хондритах) [37, 6]. Это сравнение, на наш взгляд, является совершенно закономерным.

Дальше я буду называть эту группу обычных (вульгарных) и инертных газов и паров (табл. 1) газами и парами космического происхождения, поскольку они были привнесены на нашу планету вместе и одновременно со всеми другими веществами, из которых сформировалась наша планета.

Другим источником газов являются радиоактивные процессы. Прежде всего радиоактивный распад ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{40}K, ^{129}J, ^{247}Sm и, возможно, других[2], которые генерируют, таким образом, ^{4}He, Rn, ^{40}Ar, ^{129}Xe и некоторые другие газообразные вещества. Все они образуются в веществе мантии или земной коры и в атмосфере появляются также в результате дегазации вещества мантии и земной коры, как, например, ^{4}He, ^{40}Ar и др. Эту группу газов будем называть газами радиоактивного происхождения – радиогенными.

Следующие источники газов возникают на Земле в результате процессов деления урана и тория – спонтанного или на нейтронах. Спонтанное деление урана и тория идет, как известно, с определенной скоростью. Деление на нейтронах возникает вследствие того, что под влиянием α-излучателей – урана, тория, а также радия, полония и др. – в подходящих природных условиях в породах, минералах образуется слабое нейтронное поле и идет реакция типа $^{235}U + n \rightarrow {}^{236}U \rightarrow$ деление.

Среди газообразных продуктов деления известны инертные газы Xe, Kr, Ne, Ar. Однако многочисленные расчеты [3, 34, 35], выводы из которых мы разделяем, показывают, что за $(4{,}5–5{,}0) \cdot 10^9$ лет процессы деления урана и тория не привнесли в атмосферу инертных газов больше чем 0,5% от содержания их в современной атмосфере.

Под влиянием α-излучений и появления нейтронов в породах и минералах протекают также реакции типа (α, n) и (α, p) и др., аналогичные Na, Mg, O_2, K и другим легким ядрам, вследствие чего появляются, в частности, ^{21}Ne, ^{22}Ne, ^{38}Ar и др. Наконец, тот же ядерный механизм в верхних слоях атмосферы под влиянием космического излучения вызывает образование газов ^{3}He, T, ^{4}He, ^{14}C по реакциям ^{14}N (n, T) ^{12}C; ^{14}N (n, T) $3\,^{4}He$; T через $T/2 = 12{,}4$ лет превращается в ^{3}He.

Общий вклад газов, образующихся таким путем, еще меньше, чем вклад газов от спонтанного деления U и Th.

Количество ^{14}C, находящегося в равновесии в атмосфере Земли, 80 т, а T ~ 1,8 кг[3]. ^{3}He, T, ^{14}C циркулируют главным образом на поверхности Земли, вступая в обменные изотопные реакции в пределах так называемого обменного бассейна. Однако некоторые

[2] Имеется в виду радиоактивный распад вымерших трансурановых элементов, например ^{244}Pu, ^{247}Cm и др., а также изотопов ^{26}Al и др.

[3] Без ^{14}C и T, образующихся в результате атомных и водородных взрывов [9].

Таблица 1. Содержание в хондритах элементов, участвующих в дегазации

Элементы	Возможная форма дегазации	Содержание, мас. %	Элементы	Возможная форма дегазации	Содержание, мас. %
B	$B(OH)_3$ и др.	$4 \cdot 10^{-5}$	S	S, H_2S, SO_2 и др.	1,8*
C	CH_4, CO, CO_2	$4 \cdot 10^{-2}$	Se	Se, H_2Se и др.	$1 \cdot 10^{-3}$
N	N_2, NH_3	$2 \cdot 10^{-3}$	Te	Te, H_2Te и др.	$5 \cdot 10^{-5}$
H_2O	H_2O, H_2, O_2	0,5	Ne	Инертные газы разного	–
F	HF	$2,8 \cdot 10^{-3}$		происхождения	
Cl	HCl	$7 \cdot 10^{-3}$	Ar	То же	–
Br	HBr	$5 \cdot 10^{-5}$	Kr	”	–
J	HJ	$4 \cdot 10^{-6}$	Xe	”	$5 \cdot 10^{-10}$

*Имеется в виду и троилитовая фаза каменных метеоритов.

газы, как мы увидим ниже, например $^{14}CO_2$, ^3He, T и некоторые изотопы неона, аргона, образуются в атмосфере селективно, главным образом указанным выше путем. Всю эту группу газов, возникающих под влиянием деления урана и тория по реакции *n*, *p* и т.п. в породах, водах, атмосфере Земли, будем называть газами ядерного происхождения.

Далее можно выделить группу вульгарных газов, образующихся также в атмосфере из первичных продуктов дегазации мантии вследствие химических и биохимических реакций. Здесь имеется в виду прежде всего образование свободного кислорода путем фотосинтеза, свободного N_2 из NH_3, CO_2 при окислении CH_4, CO; H_2 при разложении H_2O и в результате других химических и биохимических процессов. Эту группу газов, играющую огромную роль в современной атмосфере, будем далее называть газами химического происхождения.

Наконец, возможно, существует привнос газов на пылевых космических частицах, метеоритах, падающих на Землю, – это газы экзогенного происхождения. Определить их состав и массу в настоящее время невозможно.

Итак, из этого краткого обзора следует, во-первых, что наиболее эффективными первичными источниками газов, формировавшими основной состав атмосферы, были: а) пары и газы космического происхождения и б) газы радиогенного происхождения; во-вторых, что некоторые газы, например инертные, могут быть смешанного происхождения, т.е. появляются из нескольких различных источников.

ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

Легколетучая фракция, выделяющаяся при выплавлении и дегазации мантии Земли, содержит космические, радиогенные и другие газы. Основную массу их составляет H_2O и не только потому, что распространенность H_2O при формировании вещества Земли была очень высокая, но и потому, что H_2O при дегазации мантии отделяется преимущественно. Это объясняется еще и тем, что H_2O при прочих равных условиях больше поглощается силикатным расплавом, чем другие пары и газы, например CO_2, O_2, N_2. Эти газы, богатые H_2O, подвергаются фракционированию как в процессе дегазации на разных уровнях мантии, до выноса паров и газов на поверхность Земли, так и на поверхности Земли. К фракционированию легколетучей фракции вещества мантии до выноса ее на поверхность Земли обратимся несколько позже. На поверхности же Земли пары и газы этой легколетучей фракции разделяются. С одной стороны, это происходит благодаря конденсации воды при ее охлаждении, когда вместе с H_2O конденсируются и многие газы, растворяющиеся в воде, а именно: HCl, HF, HBr, HJ, $B(OH)_3$, $(NH_4)CO_3$, частично соединения серы, образующие таким путем океанический раствор (гидросферу). Образование океанической воды за счет выделения H_2O из глубоких недр Земли разделяется многими геологами [30].

Таблица 2. Отношение газов к воде в метеоритах и легколетучей фракции

Элементы	Метеориты (хондриты)		Легколетучая фракция (атмосфера + гидросфера)	
	содержание, %	отношение газ/H_2O	содержание, г	отношение газ/H_2O
C	$4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{22}$ *	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$
N	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$3{,}75 \cdot 10^{21}$	$3 \cdot 10^{-3}$
F	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{18}$ *	$1{,}4 \cdot 10^{-6}$
Cl	$7 \cdot 10^{-3}$	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{22}$	$1{,}9 \cdot 10^{-2}$
Br	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{20}$	$7 \cdot 10^{-5}$
J	$4 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{18}$ *	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$
B	$4 \cdot 10^{-5}$ **	$8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{20}$ *	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$

*Учтено содержание в осадках.
**Содержание бора в метеоритах уменьшено по сравнению с данными в нашей сводке [6].

Другая часть газов, не растворяющихся или слабо растворяющихся в воде, не конденсируется с H_2O, подобно всем инертным газам – He, Ar, Ne, Kr, Xe, N_2, а также CH_4, частично CO_2 и др., и вследствие этого они сохраняются в газовой оболочке Земли. Некоторые из этих газов частично теряются с поверхности Земли – диссипируют. Но, как показали многочисленные расчеты [14] и экспериментальные данные по изотопному составу атмосферных газов, происходит потеря только легких газов, а именно: водорода (H, D и T) и гелия (^{3}He, ^{4}He), к чему мы вернемся несколько позже. Наконец, со временем равновесие всех этих газов между океанической водой и атмосферой на поверхности Земли, особенно с образованием биосферы $3 \cdot 10^9$ лет тому назад, нарушается химическими и биологическими процессами [3], которые изменяют первоначальный состав атмосферы, так как появляется значительное количество свободного кислорода (в результате фотосинтеза). Это приводит к окислению $CH_4 \rightarrow CO_2$, $NH_3 \rightarrow N_2$, $S \rightarrow SO_4$ и т.п. и, в свою очередь, к связыванию и накоплению многих космических и других газов в виде твердых труднорастворимых соединений – $CaCO_3$, доломита, фторапатитов, нитратов, гипсов и ангидридов и т.п. в осадках земной коры. В результате в земной коре со временем накапливается и консервируется огромное количество бывших продуктов дегазации.

Мы имеем все основания полагать, что легколетучая фракция, т.е. продукты дегазации мантии, содержащие вульгарные газы, по составу всегда была близка или тождественна составу газов, выбрасываемых и ныне вулканами, а также газов, сопровождающих интрузивную деятельность Земли, т.е. она содержала до 90–95% H_2O, а затем HF, HCl, CH_4, CO_2, S, H_2S и т.д. Однако сегодня эти дымы и газы вулканов выбрасываются в атмосферу, содержащую много свободного кислорода (оксисферу), чего не было по крайней мере $\sim 3 \cdot 10^9$ лет тому назад. Это искажает их состав и соответственно наши представления о характере тех газов, которые дегазировались мантией в прошлом. Но мы можем проверить с известным приближением состав этих газов путем сравнения отношений между количеством данного газа и количеством воды на поверхности Земли, т.е. в атмосфере и гидросфере Земли, с такими же отношениями для каменных метеоритов (хондритов). Состав же каменных метеоритов не мог сколько-нибудь заметно отличаться от состава Земли в целом [7]. Таким образом, мы можем проверить наши предположения.

Среднее содержание названных химических элементов в каменных метеоритах (хондритах) более или менее известно [2, 37]. Среднее количество H_2O в метеоритах принимаем $\sim 0{,}5\%$. Вес осадочных пород Земли $\sim 2 \cdot 10^{24}$ г[4], вес атмосферы – $5 \cdot 10^{21}$ г,

[4] Если бы можно было учесть глубокометаморфизированные породы, вес осадочных пород увеличился бы.

H_2O на поверхности – принято считать $1{,}5 \cdot 10^{24}$ г. Содержание элементов в гидросфере, атмосфере и осадочных породах земной коры можно рассчитать из многочисленных данных [7]. Содержание N_2, Cl, Br на поверхности Земли всецело определяется их содержанием в гидросфере и атмосфере. Из этих данных рассчитано и отношение для фтора на поверхности Земли, хотя оно должно быть увеличено за счет фтора, частично фиксированного в осадках (фосфатами, CaF_2 и др.), что уточнило бы полученную цифру. Содержание углерода, иода и бора рассчитано не только по их концентрации в гидросфере и атмосфере, но и в осадочных породах, где законсервирована основная масса соединений этих элементов, дегазированных мантией. Это следует, в частности, из того правила, что осадочные породы богаче интрузивных пород по содержанию углерода, иода, бора по крайней мере на один порядок. Из табл. 2 видно, что отношение газы метеоритов / H_2O метеоритов: газы пород Земли / H_2O пород Земли, как правило, колеблется около 1, т.е. дает прекрасное совпадение состава летучих метеоритов и продуктов дегазации на Земле, что прямо указывает на характер газов, дегазированных мантией. Исключение составляет, как мы увидим ниже, сера, а также селен и теллур.

Роль воды на поверхности Земли в разделении легколетучей фракции дегазации огромна. Это показывают и опыты по отгонке газов из каменных метеоритов, горных пород[5]. Большая часть газов отгоняется с H_2O, другая, например инертные газы, непосредственно не связана с поведением H_2O. Потеря их, по-видимому, связана главным образом с нагревом. Они теряются из пород путем диффузии через кристаллическую решетку либо, что вероятнее, потеря их связана с дефектами решетки и диффузией атомов вдоль дефектов, молекулярных трещин, по поверхности зерен. Особенно это касается крупных атомов Ar, N_2 и в значительной степени обусловлено степенью разрушения кристаллических решеток минералов, в междоузлии которых, вероятно, они находятся. Известно, что при температуре плавления происходит разрушение кристаллической решетки минералов. Поэтому можно представить следующую схему процессов:

I – газы, отгоняющиеся вместе с H_2O (при дегазации)	космические газы: а) H_2O, N_2 (NH_3). C(CO, CO_2), HF, HCl, HBr, HJ, $B(OH)_3$ б) S(H_2S, SO_2), Se, Te
II – газы, отгоняющиеся независимо от H_2O (имеет значение температура дегазации)	а) космические газы – Ne, Kr, Xe(He, Ar) б) радиогенные газы – He, Ar(Ne, Kr, Xe)
III – газы, образующиеся в атмосфере (вне процесса дегазации)	а) ядерные газы (образовавшиеся под воздействием космического излучения) – T, He, ^{14}C ($^{14}CO_2$) б) химические газы – O_2, N_2, H_2

Большинство газов первой группы – HCl, HBr, HJ, N_2 (и в виде NH_4), C (в виде CH_4, CO, CO_2), – отгоняющиеся с H_2O, накапливаясь в гидросфере и атмосфере, полностью отгоняются от магмы и не обогащают изверженные горные породы земной коры. Но некоторые из них, а именно соединения F, B, S, Se, Te, полностью не отторгаются и накапливаются частично в изверженных горных породах земной коры, образуя иногда мономинеральные породы, например в виде датолита, турмалина, аксинита в скарнах (с доломитом), сульфидные жилы с S, Se, Te и т.д. В изверженных породах фтор влияет на распределение многих элементов по фазам. Он накапливается при пневматолитическом процессе в апатите в виде CaF_2 и в других минералах. Лишь очень небольшая часть серы вместе с селеном и теллуром, находящихся в мантии (как можно рассчитать, исходя из состава каменных метеоритов), достигает поверхности Земли. Главная же масса ее находится ниже уровня поверхности Земли и еще большая – ниже уровня

[5] См.: Геохимия. 1963. № 10. С. 875–885.

земной коры. Можно высказать предположение, что сера (а также селен и теллур) фиксирована в мантии в виде каких-то тугоплавких соединений (эвтектик) с металлическим железом, устойчивых при высоких температуре и давлении. После кратких замечаний о фракционировании газов в процессе дегазации нам предстоит напомнить о тех основных процессах, которые приводят к накоплению в атмосфере собственно газообразных веществ.

Углерод в вулканических газах встречается главным образом в виде CO_2, а затем CO, CH_4. Источником их является рассеянный в породах мантии углерод – графит. CO_2, CO, CH_4 возникают в результате взаимодействия H_2O и C породы при высоких температурах и давлениях, образуя подвижные главные и многие побочные равновесия.

Главные реакции

$$C_{(\text{графит})} + H_2O_{(\text{газ})} \rightarrow CO_{(\text{газ})} + H_{2\,(\text{газ})}$$

$$C_{(\text{графит})} + 2H_2O_{(\text{газ})} \rightarrow CO_{2\,(\text{газ})} + 2H_{2\,(\text{газ})}$$

Побочные реакции

$$C_{(\text{графит})} + CO_{2\,(\text{газ})} \rightarrow 2CO_{(\text{газ})}$$

$$CO_{2\,(\text{газ})} + H_{2\,(\text{газ})} \rightarrow CO_{(\text{газ})} + H_2O_{(\text{газ})} \text{ и др.}$$

И наконец,

$$C_{(\text{графит})} + 2H_{2\,(\text{газ})} \rightarrow CH_{4\,(\text{газ})}.$$

Сдвиг равновесий в ту или другую сторону зависит от очень многих условий – концентраций H_2O, C, температуры, давления, каталитического действия пород и минералов. Не отвлекаясь детальным анализом термодинамических равновесий всех этих газов, можно сказать, что образование CH_4 преимущественно будет идти при наиболее низких параметрах температуры и давления. Таким образом, можно полагать, что при дегазации превалировали соединения CO_2, CO, CH_4. В дымах современных действующих вулканов содержание CH_4 обычно составляет около 3,0% к объему газов. Я остановился на этом вопросе несколько подробнее, потому что была выдвинута в свое время гипотеза [27] о дегазации в прошлом углерода преимущественно в виде CH_4 и существовании "метановой" атмосферы. Нахождение CH_4 в газах атмосферы в далеком прошлом, таким образом, не исключается вовсе, но его концентрация, вероятно, была близка к концентрации CH_4 в современных газах вулканов или даже выше (учтя поправку на возможное окисление CH_4 в вулканических газах в современной атмосфере), поскольку механизм его образования и процесс дегазации мантии принципиально не изменился.

Отсутствие заметных количеств свободного кислорода в прошлом в атмосфере (небольшие "следы" O_2 могли образоваться из CO_2 и H_2O фотохимическим путем в верхних слоях атмосферы, как это имеет место и сейчас), возможно, создавало условия сохранности CH_4 в ранней атмосфере какое-то время. Таким образом, первоначальный состав атмосферы, в частности по содержанию соединений углерода, был отличен от современной оксисферы. Вероятно также, что по мере образования устойчивой кислородной атмосферы CO_2 начала связываться в осадках. Огромное количество CO_2 законсервировано в виде карбонатов (см. табл. 9). Отложение карбонатов усиливается вслед за вулканическими эпохами. Термодинамическая направленность процессов на поверхности Земли приводит к образованию нерастворимых осадков $CaCO_3$. С появлением фотосинтезирующих организмов вся их деятельность целиком направлена по пути полного и интенсивного исчерпания CO_2 из атмосферы.

Несколько слов об азоте. Прежде всего хорошо известно нахождение NH_4Cl, особенно в поствулканических эксгаляциях вулканов. Лавы содержат 10^{-2}% и выше NH_3. Азот обнаруживается обычно в газах вулканов в количестве нескольких процентов. При экспериментальной дегазации изверженных горных пород, метеоритов азот освобождается на 80–100% в виде NH_3. Прямое определение в изверженных породах и метеоритах азота путем отгонки или химического извлечения также обнаруживает NH_3 (табл. 3).

Таблица 3. Содержание N_2 (NH_3) (аммиачного азота) в изверженных породах и метеоритах (10^{-3}%)

Природный объект	По данным			Среднее содержание
	Ф. Стивенсона [33]	Ф. Влоцка [41]	автора*	
Метеориты (хондриты)	–	–	3,1 (6)	3
Дуниты	1,1 (1)	–	1,2 (12)	1
Базальты	2 (2)	3,5 (28)	4,8 (6)	3,5
Граниты	3,6 (8)	2,2 (36)	2,8 (9)	2,8

* Геохимия. 1963. № 10. С. 875–885.
Примечание. В скобках – число анализов.

Очевидно, что NH_3 образуется из водорода и азота в породах, когда происходит поглощение или выделение этих газов породами в результате нагрева или химических реакций. Известно наблюдение, что чистые металлы, например титан, при нагревании в вакууме выделяют следы NH_3, а не H_2 и N_2 и т.п., т.е. NH_3 синтезируется при освобождении. Нами был поставлен опыт нагревания каменных метеоритов, дунитов и др. под небольшим давлением смеси газов $N_2 + H_2$ при температуре 400–800° С. В охлажденной породе было определено содержание NH_3[6]. Оказалось, что из элементарных газов, поглощенных при остывании, отгоняется или химически извлекается не N_2 и H_2, а NH_3. Это значит, что NH_3 образуется в изверженных породах, метеоритах каталитическим путем при поглощении и при выделении из них N_2 и H_2. Причем азот в них находится в ионной форме. Таким образом, при дегазации в определенных температурных условиях азот частично выделялся в виде NH_4Cl и других солей аммония. В атмосфере NH_3 не оставался и растворялся в водах гидросферы (в океанической воде). Возможно, какое-то небольшое количество NH_3 при этом окислялось (фотохимически) до N_2, но собственно азотная атмосфера долгое время не могла образоваться. Она появилась одновременно с появлением фотосинтетического кислорода. Это привело к образованию азота атмосферы, и 10% этого азота вскоре оказалось связанным в осадках земной коры.

Кислород в атмосфере Земли образовался в очень малых количествах (как показывают расчеты фотохимических реакций с CO_2, CO, H_2O в верхних слоях атмосферы) непрерывно. Но и эти очень малые количества O_2 тратились на окисление CH_4, CO, S, NH_3, $^{2+}$Fe и т.д. Лишь с появлением фотосинтетического кислорода все изменяется в атмосфере[7]. NH_3 частично потреблялся растениями или был окислен O_2; окислены были CH_4, CO и т.д.; S, H_2S кислородом фотосинтеза были превращены в сульфаты океанической воды. Был образован озоновый экран Земли. Изучение изотопной истории кислорода атмосферы показало, что кислород образуется в результате фотосинтетического разложения H_2O с освобождением свободного O_2. Затем изотопный состав этого кислорода "доводится" до изотопного состава кислорода атмосферы в результате биохимических процессов, потребляющих кислород, – дыхания, гниения, тления и т.п. При этом происходит преимущественное извлечение из кислорода фотосинтеза

[6] См. подробно об этом: Геохимия. 1963. № 10. Эти опыты показывают, что при температурах выше температуры диссоциации NH_3 азот летит с парами H_2O и другими газами в виде элементарного азота (обычно в вулканических газах ~ 10% N_2), а при более низких температурах – в поствулканическую стадию в виде NH_4Cl и т.п., что и наблюдается в природе. Отношение N_2/NH_3 в продуктах дегазации мантии трудно оценить. Но, вероятно, главная масса дегазировалась в виде N_2 и какая-то часть (~20%) в виде NH_4Cl.

[7] Ежегодно в верхних слоях атмосферы может фотохимически из H_2O образоваться максимально, по подсчетам Г. Койпера, $2 \cdot 10^{12}$ г O_2. Фотосинтез же ежегодно дает $1,5 \cdot 10^{17}$ г O_2.

более легкого кислорода ^{16}O. Вследствие этого кислород фотосинтеза (из H_2O) несколько "утяжеляется" и становится атмосферным[8].

Теперь об истории появления инертных газов в атмосфере Земли, содержание которых в ней очень мало, если исключить ^{40}Ar. Происхождение редких инертных газов связано с различными источниками, как это мы уже сказали, и относительное содержание этих газов в атмосфере очень невелико – меньше чем в метеоритах. Какие же источники этих газов и какие процессы являются основными при формировании атмосферы? (см. [1] и др.).

Происхождение общего состава инертных газов Земли объясняется в конечном счете либо механизмом потери главной массы инертных газов в допланетном облаке, либо захватом планетой, метеоритами какой-то части гипотетического газового облака, либо, наконец, многообразными ядерными превращениями, в широком смысле этого слова, в веществе планеты. Но, как мы увидим, в изотопном составе инертных газов, в частности и атмосферных, наблюдаются изотопные аномалии. Их объяснение, которое может быть найдено только на основе обнаружения какого-либо селективного процесса, дает в руки ключ к пониманию источников и способов формирования атмосферы.

При образовании твердых тел в космическом вакууме при низких температурах в допланетную стадию и позже происходила потеря газов, в частности инертных, и особенно He, Ne и других легких газов, т.е. шел процесс их фракционирования. Фракционированию инертных легких газов от тяжелых способствовало различие в энергии сорбции инертных газов на твердом неупорядоченном материале (каким, например, являются FeS и другие включения в метеоритах), особенно на тонком дисперсном графите. По-видимому, это имеет место особенно в углистых метеоритах, где концентрация инертных газов часто значительно выше, чем в нормальных хондритах. Сорбция в вакууме при низких температурах, например на угле, для инертных газов не одинакова. Тяжелые газы – Kr, Xe – сорбируются при более высокой температуре, чем легкие, что и должно углублять фракционирование инертных газов и вести к относительному повышению их содержания в космических телах. Так, например, 50 г газа сорбируется в 100 г угля при давлении 0,02 – 0,04 мм рт.ст. и при следующей температуре (K): Ne – 85; Ar – 152; Kr – 203; Xe – 267 [18].

Как мы увидим ниже, для ряда метеоритов обнаруживается не только повышение содержания всех инертных газов, но и относительно более высокое содержание в них тяжелых газов. Рассмотрим вначале поведение легких инертных газов – ^4He, ^3He. Что касается ^4He, то в настоящее время в атмосфере содержится $7{,}24 \cdot 10^{-5}$% по весу ^4He, т.е. $3{,}6 \cdot 10^{15}$ г ^4He, что, как мы увидим, чрезвычайно мало по сравнению с тем количеством ^4He, которое было образовано в породах Земли за $5 \cdot 10^9$ лет главным образом ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, а также ^{147}Sm и другими α-излучателями[9] плюс какое-то незначительное количество космического ^4He. Чтобы объяснить эту картину, необходимо сделать некоторое сравнение.

Для последующих расчетов примем: вес земной коры $3 \cdot 10^{25}$ г; граниты, составляющие по весу 1/3 земной коры, содержат Th – $1{,}8 \cdot 10^{-3}$, U – $3{,}5 \cdot 10^{-4}$%; базальты, составляющие по весу 2/3 земной коры, содержат Th – $3 \cdot 10^{-4}$, U – $5 \cdot 10^{-5}$%; вес мантии – $4 \cdot 10^{27}$ г; содержание Th – $3{,}8 \cdot 10^{-6}$, U – $1{,}5 \cdot 10^{-6}$%; за разное время были генерированы количества ^4He, приведенные в табл. 4–6.

Таким образом, за $4{,}5 \cdot 10^9$ лет в породах Земли накопилось бы $3{,}1 \cdot 10^{19}$ г ^4He. Если примем по аналогии с другими газами (см. ниже), что за то же время было потеряно в результате дегазации Землей в атмосферу 10% всего образовавшегося ^4He, то это составит $3{,}9 \cdot 10^{18}$ г, т.е. это будет в 1000 раз больше, чем мы имеем сегодня

[8] Виноградов А.П. Изотопы кислорода и фотосинтез: Тимирязевские чтения. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 34 с.

[9] Помимо того, ^4He образуется в атмосфере под ударом α-частиц первичного космического излучения. Допускают, что на ранней стадии развития Земли в теплообразовании и образовании ^4He имели значение трансурановые элементы Но их распространенность не могла быть высокой.

Таблица 4. Количества ^{4}He, образованные при распаде ^{235}U ($г \cdot 10^{19}$)

Время, млрд лет	^{235}U			^{4}He		
	в земной коре	в мантии	в Земле*	в земной коре	в мантии	в Земле*
5	4,1409	5,5212	9,6622	0,4896	0,6527	1,1423
4,5	2,5495	3,3994	5,9489	0,2999	0,3999	0,6998
4	1,5604	2,0805	3,6409	0,1821	0,2428	0,4249
3	0,5941	0,7921	1,3862	0,0669	0,0893	0,1562
2	0,2247	0,2996	0,5243	0,0229	0,0306	0,0535
1	0,0850	0,1134	0,1984	0,0063	0,0084	0,0147
0	0,03227	0,0429	0,0751			

* Без учета ядра Земли.

Таблица 5. Количества ^{4}He, образованные при распаде ^{238}U ($г \cdot 10^{19}$)

Время, млрд лет	^{238}U			^{4}He		
	в земной коре	в мантии	в Земле*	в земной коре	в мантии	в Земле*
5	9,6497	12,8663	22,5160	0,6944	0,9258	1,6202
4,5	8,9338	11,9118	20,8456	0,6004	0,8006	1,4016
4	8,2722	11,0296	19,3018	0,5098	0,6797	1,1895
3	7,0917	9,4557	16,5475	0,3516	0,4688	0,8204
2	6,0795	8,1060	14,1855	0,2160	0,2879	0,5039
1	5,2115	6,9487	12,1602	0,0996	0,1329	0,2325
0	4,4678	5,9571	10,4249			

* Без учета ядра Земли.

Таблица 6. Количества ^{4}He, образованные при распаде ^{232}Th ($г \cdot 10^{19}$)

Время, млрд лет	^{232}Th			^{4}He		
	в земной коре	в мантии	в Земле*	в земной коре	в мантии	в Земле*
5	30,82	19,52	50,33	0,7055	0,4469	1,1514
4,5	29,91	18,94	48,85	0,6114	0,3869	0,9983
4	29,31	18,57	47,88	0,5493	0,3486	0,8979
3	27,88	17,66	45,54	0,4014	0,2545	0,6559
2	26,52	16,80	43,32	0,2607	0,1655	0,4252
1	25,23	15,98	41,21	0,1272	0,0807	0,2079
0	24,00	15,20	39,20			

* Без учета ядра Земли.

^{4}He в атмосфере. Но потеря таким путем происходит не только ^{4}He, но и всех других более легких, чем ^{4}He, газов – водородов (H, D, T). Поскольку мы хотели вернуться к этому вопросу, то скажем несколько слов об этом эффекте. Легкие атомы, достигнув верхних слоев атмосферы (экзосферы) – критического уровня при высоких температурах, где вероятность столкновения между атомами близка к нулю, будут теряться (диссипировать). Расчет [14] показал, что только H, D, T, ^{3}He и ^{4}He преодолевают гравитационное поле Земли в этих условиях и теряются нашей планетой. Напомним, что водород образуется в небольших количествах в результате химических, биохими-

Таблица 7. Количества ^{40}Ar, образованные при распаде ^{40}K ($г \cdot 10^{18}$)

Время, млрд лет	^{40}K			^{40}Ar		
	в земной коре	в мантии	в Земле*	в земной коре	в мантии	в Земле*
5	93,84	693,60	787,44	87,27	645,05	732,32
4,5	72,99	539,47	612,45	66,42	490,92	557,33
4	54,74	404,60	459,34	48,17	356,05	404,22
3	32,84	242,76	275,60	26,27	194,21	220,48
2	19,32	142,80	162,12	12,75	94,25	107,00
1	11,13	82,29	93,42	4,56	33,74	38,30
0	6,57	48,55	55,12	–	–	–

* Без учета ядра Земли.

ческих и фотохимических (в атмосфере) реакций. Причем ^{1}H диссипирует быстрее чем D, ^{3}He – быстрее чем ^{4}He. Это подтверждается, между прочим, отношением $^{1}H/^{2}D$ в атмосфере, равным 4500, в то время как для Земли нормальное отношение 6000 [17], что прямо указывает на преимущественную потерю ^{1}H. Таким образом, равновесие направлено в сторону непрерывной потери водородов из атмосферы с относительно большой скоростью.

Основным источником в атмосфере третьего изотопа водорода – трития – являются реакции $^{14}N(n, T)^{12}C$; $^{14}N(n, T)\,3He$; $^{6}Li(n, \alpha)T$ и т.п. с дальнейшим превращением $^{3}T \rightarrow {}^{3}He$. Содержание $T(^{3}He)$ в атмосфере в $1{,}3 \cdot 10^{-6}$ раз меньше ^{4}He. Современные наблюдения показывают, что образование трития в атмосфере со скоростью, равной $1{,}0 \pm 0{,}3$ ат/см^2 · сек, объясняет происхождение основной массы ^{3}He в атмосфере [40] и не требует привлечения неземных источников $T(^{3}He)$, хотя $T(^{3}He)$ наблюдался в некотором количестве в некоторых минералах, очевидно, в результате ядерных реакций [11, 40]. Время жизни ^{3}He в атмосфере $1{,}4 \cdot 10^{6}$ лет. Потеря ^{4}He составляет около $3 \cdot 10^{19}$ г и время жизни ^{4}He в атмосфере $\sim 6 \cdot 10^{7}$ лет.

Другой нейтральный газ – аргон – также почти весь радиогенного происхождения; он составляет значительный пай в атмосфере – 1,288 мас.% (0,934 об.%). Аргон имеет изотопы ^{40}Ar, ^{38}Ar, ^{36}Ar; ^{40}Ar образуется по реакции $^{40}K \rightarrow e \rightarrow {}^{40}Ar$. Поэтому вначале полагали, что в результате разрушения содержащих калий горных пород земной коры, выветривания в атмосферу уходит ^{40}Ar. Кстати сказать, при выветривании, по-видимому, теряется только 20% аргона от его содержания в изверженной породе (сравните, например, содержание ^{40}Ar в глинах). Однако этот взгляд вскоре был оставлен [19, 26, 28, 36], и можно, безусловно, считать, что радиогенный ^{40}Ar появляется в атмосфере в результате дегазации мантии земной коры. Несмотря на то что известен ряд расчетов о скорости накопления ^{40}Ar в атмосфере в результате распада ^{40}K, я позволю себе привести некоторые численные данные (табл. 7).

Примем, что в мантии первоначально было $\sim 0{,}085\%$ K, как в метеоритах. В гранитах [6] K 3,0%; в базальтах – 0,82%. Калий содержит 0,0119% ^{40}K; $T/2\ ^{40}K = 1{,}3 \cdot 10^{9}$; доля реакции $^{40}K \rightarrow e \rightarrow {}^{40}Ar$ составляет 12,0%. В настоящее время в атмосфере $6{,}1 \cdot 10^{19}$ г Ar ($0{,}013 \times 5 \cdot 10^{21}$).

Из табл. 7 видно, что за $5 \cdot 10^{9}$ лет было генерировано $7{,}32 \cdot 10^{20}$ г ^{40}Ar[10], а в атмосферу было дегазировано $\sim 10\%$ этого аргона. В атмосфере находятся другие изотопы аргона ^{36}Ar 0,337 об. % и ^{38}Ar 0,063 об. %; и отношение $^{36}Ar/^{38}Ar = 5{,}35$, тогда как в метеоритах (хондритах) $^{36}Ar/^{38}Ar = 2$, а в углистых метеоритах это отношение равно 5 (как в атмосфере).

Экспериментально установлено, что при бомбардировке, например, протонами высоких энергий – Fe, Cu и др. наибольший выход имеет всегда изотоп ^{38}Ar, что ближе

[10] Правильнее считать $6{,}93 \cdot 10^{20}$ г, так как земная кора в это время не существовала.

Таблица 8. Изотопный состав ксенона и криптона (в %)

Объект или процесс	Изотопы ксенона					
	124	126	128	129	130	131
Атмосфера	0,096	0,090	1,919	26,44	4,08	21,18
Спонтанное деление ^{238}U [24, 25, 38]	–	–	–	–	–	3,3
Деление ^{235}U на нейтронах [24, 25, 38]	–	–	–	4,9	–	13,0
		Хондриты [29, 42]				
	0,13	0,11	2,00	34,33	3,82	19,32
	0,13	0,11	2,17	27,53	4,25	21,41

к линии стабильности по сравнению с другими изотопами, а не ^{36}Ar, как это видно из состава аргона атмосферы и метеоритов [8,10, 22]. Эта аномалия еще не нашла полного объяснения. К тому же в атмосфере ^{36}Ar относительно больше, чем в метеоритах; в атмосфере отношение $^{36}Ar:^{38}Ar:^{40}Ar$ = 10:1,8:3000, а в метеоритах $^{36}Ar:^{38}Ar:^{40}Ar$ = 1:1:3000. Любая потеря аргона (^{36}Ar и ^{38}Ar) должна была бы идти без фракционирования, да и отношение $^{36}Ar/^{38}Ar$, как правило, в метеоритах мало изменяется (в разных типах метеоритов) и близко к 1. Поэтому эту аномалию – высокое содержание по сравнению с ^{38}Ar – пытались объяснить радиогенными процессами на Земле. Хорошо известно накопление аргона в некоторых радиоактивных минералах [19, 39]. Полагают, что реакции типа $^{39}K(n, \alpha)\ ^{36}Cl \rightarrow \beta \rightarrow\ ^{36}Ar$ или $^{35}Cl(n, \gamma)\ ^{36}Cl \rightarrow \beta \rightarrow\ ^{36}Ar$ могли идти в породах и таким образом радиогенный ^{36}Ar мог попадать в атмосферу[11]. Но удивительно, что отношение $^{36}Ar/Si$ в каменных метеоритах постоянно. ^{38}Ar, по-видимому, в основном исключительно космического происхождения[12].

Формирование изотопного состава неона в атмосфере наименее ясно. В метеоритах (хондритах и железных) относительно больше ^{21}Ne и ^{22}Ne при отношении $^{20}Ne:\ ^{21}Ne$ = 1:1, тогда как в атмосфере резко преобладает ^{20}Ne и отношение $^{20}Ne:\ ^{21}Ne:\ ^{22}Ne$ = 1:0,002:0,1 при очень малом содержании ^{21}Ne. Интересно, что в некоторых углистых и других метеоритах Mighei, Mokoia, Murray, Pantar, Kapoeta, Старое Песьяное [12, 20, 23, 32, 39] отношение изотопов неона приближается к атмосферному, например в метеорите Старое Песьяное, где, как мы видели, и отношение $^{36}Ar/^{38}Ar$ такое же, как в атмосфере. Совпадение неслучайное, но пока необъяснимое. В углистых хондритах по сравнению с нормальными хондритами относительно ^{4}He растет несколько содержание неона (Richardton, Murray и др.). Вероятно, высокое содержание ^{21}Ne и ^{22}Ne в метеоритах связано с реакцией скалывания под влиянием космического излучения, что находится в частичной зависимости и от состава метеоритов[13].

Обнаружено, что некоторые радиоактивные минералы имеют более высокое содержание ^{21}Ne и ^{22}Ne по отношению к ^{20}Ne, чем в атмосфере. Поэтому я считаю, что реакции типа (α, n) (α, p), например $^{18}O\ (\alpha, p)\ ^{21}F \rightarrow \beta \rightarrow\ ^{21}Ne$ или $^{24}Mg(n, \alpha)\ ^{21}Ne$ и т.п., вносят свой вклад в состав атмосферы. Однако этот процесс значительно менее интенсивен, чем аналогичные процессы глубокого скалывания в метеоритах. Так, например,

[11] Относительно высокое содержание ^{36}Ar в метеоритах в значительной степени объясняется этой реакцией.

[12] Хотя на Земле известны процессы, где образуется ^{38}Ar [19].

[13] В железных метеоритах отношение между изотопами неона равно 1. Содержание ^{21}Ne, вероятно, зависит от содержания магния и др.

Изотопы ксенона			Изотопы криптона					
132	134	136	78	80	82	83	84	86
26,89	10,44	8,87	0,354	2,278	11,56	11,56	56,90	17,37
23,3	33,0	40,4	–	–	–	2,96	11,06	85,98
20,7	32,6	28,8	–	–	–	16,0	29,0	55,0
Хондриты [29, 42]								
23,56	9,13	7,60	–	Состав существенно не отличается от атмосферного				
26,09	9,94	8,37	–					

индуцирование ^{21}Ne путем α-реакции не могло создать за все время жизни Земли и 1% от его содержания в атмосфере.

Несколько слов о природе тяжелых инертных газов – об изотопах криптона и ксенона в атмосфере. Отношение Kr/Xe в атмосфере равно 8 (по массе). В метеоритах это отношение неизвестно. Наиболее распространенные изотопы криптона – четные. По-видимому (по ограниченному числу данных [15]), это имеет место и в газах метеоритов. У криптона, таким образом, не обнаружены аномалии изотопов. Можно считать, что весь криптон атмосферы космического происхождения. Пай радиогенных процессов в смысле образования криптона на Земле ничтожно мал.

Значительно сложнее вопрос о формировании изотопного состава ксенона в атмосфере. Основная аномалия состоит в том, что нечетные изотопы ^{129}Xe, ^{130}Xe наиболее распространены. В составе ксенона вообще преобладают тяжелые изотопы.

По сравнению с нормальными хондритами в углистых (например, Richardton) или энстатитовых метеоритах (Индарх, Murray) замечается некоторое обогащение газов ксеноном по сравнению с ^{4}He. Интересно, что метеорит Abee, будучи облучен частицами высоких энергий, дал высокий выход ^{129}Xe, но не ^{131}Xe. Д. Рейнольдс [29] полагает, что ^{129}Xe образуется из ^{129}J ($T/2 = 1{,}7 \cdot 10^7$ лет). Если с этим согласиться, то мы придем к ряду ограничений в представлениях о времени нуклеогенеза и т.п. Вместе с тем хорошо известно деление урана и тория, как спонтанное, так и на нейтронах, в минералах и породах Земли, и было найдено повышенное содержание ксенона в этих радиоактивных минералах. Но изотопный состав образующегося при этом ксенона значительно отличен от изотопного состава ксенона атмосферы. Многократные расчеты показали, что преобладающее среди этих процессов спонтанное деление урана и тория не могло внести за $5 \cdot 10^9$ лет, как и мы считали, более 0,5% ксенона от его современного содержания в атмосфере (это касается прежде всего изотопов ^{129}Xe, ^{131}Xe, ^{132}Xe [6, 42, 43]) (табл. 8).

Происхождение изотопов ксенона недостаточно выяснено. Что касается аномально высокого содержания ^{129}Xe и ^{131}Xe, то отношение $^{129}Xe/^{131}Xe$ в нормальных хондритах такое же, как в атмосфере (соответственно 1 и 1,5). Только в энстатитовых хондритах отношение $^{129}Xe/^{131}Xe = 6{,}4$. В углистых метеоритах (Старое Песьяное, Karoeta и др.), в которых содержание ксенона вместе с He, Ne и Ar иногда превышает в 1000 раз их содержание в нормальных хондритах, отношение изотопов $^{129}Xe/^{131}Xe$ не изменяется (отвечая вместе с тем атмосферному), и, как исключение, содержание ^{129}Xe бывает еще выше (Abee, Индарх и др.) [2, 15, 21, 31, 43].

Нужно сказать, что, исходя из гипотезы об образовании ^{129}Xe и др. в результате деления урана, были попытки определения в метеоритах эквивалентного изотопа бария [23, 36]. Однако методы определения оказались недостаточно точными. Наконец до-

пускали, что распространенность не "экранированного" ^{129}Xe является нормальной, если представить, что ^{128}Te и ^{130}Te в процессе нуклеогенеза "экранировали" оба изотопа ^{129}Xe и ^{131}Xe. Мне незачем повторять, что инертные газы космического, радиогенного, ядерного происхождения, так же как и вульгарные газы, в результате дегазации были вынесены на поверхность планеты.

О ХАРАКТЕРЕ ДЕГАЗАЦИИ

Итак, главная масса паров и газов в атмосфере Земли прошла через дегазацию легколетучей фракции мантии. Причем, как видно из табл. 9, за $5 \cdot 10^9$ лет жизни Земли дегазация вынесла на поверхность Земли в общем каждого газа или пара только ~ 10% его возможного содержания в мантии. Масса выплавленного материала, земная кора, в свою очередь, составляет еще меньше – 1% (~0,7%) мощности мантии. Эта неполнота выплавления и дегазации легкоплавкого и легколетучего материала мантией объясняет существование процессов выплавления и дегазации на Земле до наших дней. Основная масса газов, вынесенных в атмосферу Земли, по происхождению космические или радиогенные. Другие газы, например частично инертные газы, – ядерного происхождения. Они и особенно некоторые их изотопы представляют исключительный интерес как ключ для понимания истории образования атмосферы, но их масса составляет очень малую долю газовой оболочки. В глубинах Земли, например в областях верхней мантии, газы растворены в легкоплавкой фазе и, по-видимому, образуют одну фазу с силикатным расплавом. Вторая – газовая или паровая – фаза возникает позже.

Вторая фаза, содержащая в надкритическом состоянии пары, газы и другие вещества очень агрессивного характера по отношению к породам, вероятно, возникает вблизи подкоровой области. Далее эта агрессивная фаза проникает в вещество коры, где H_2O позже дает пар, и, наконец, на поверхности Земли конденсируется. От поведения H_2O зависит распределение по вертикальному разрезу многих легколетучих веществ. Можно было экспериментально показать этот процесс на метеоритном веществе или горных породах путем их зонного плавления. Я не могу останавливаться на этих экспериментах, тем более что они достаточно нами описаны [5, 8 и др.]. Я хотел сделать лишь одно, как мне кажется, принципиальное замечание о характере самого процесса выплавления и дегазации мантии.

Благодаря тому что генераторы тепла (радиоактивные элементы) рассеяны были по всей массе вещества Земли (ныне мантии), разогревание холодной массы вещества Земли первоначально произошло геологически мгновенно. Главный пай радиогенного тепла, как можно считать [4], принадлежал ^{40}K. Под действием радиогенного и гравитационного тепла в короткое время в планете развился процесс выплавления и дегазации материала земной коры. Кстати сказать, в земную кору было вынесено за всю историю Земли 12–15% K, 42–45% U и 60% Th от их содержания в Земле.

Что же этот процесс, в частности именно дегазация, протекал и далее непрерывно, по линейному закону или по какому-то более сложному, апериодическому нелинейному закону? Какова макрокинетика этого процесса? Мне кажется, что можно найти термодинамические основания, подкрепляющие представления об апериодичном, нелинейном характере этого процесса.

Во-первых, процесс поддерживался двумя основными источниками тепла – гравитационным и радиогенным, которые генерировали это тепло по разным законам. Далее, образование тепла радиоактивными элементами, в свою очередь, имеет свой, нелинейный характер. Теплопроводность пород мантии, а соответственно и распределение тепла зависят, в частности, от температуры этих пород. Известно, например, что теплопроводность дунитов (вещество верхней мантии) при нагреве их от 0 до 200° понижается с $12{,}4 \cdot 10^{-3}$ до $8{,}1 \cdot 10^{-3}$ кал $\cdot$ см$^{-1}$ $\cdot$ с$^{-1}$ $\cdot$ град$^{-1}$, т.е. в 1,5 раза [16].

Эти закономерные процессы нарушались к тому же тепломассопереносом при выплавлении и дегазации из мантий вещества земной коры. Я не хотел бы формально изображать этот процесс и в связи с этим ограничусь здесь одним примером.

Таблица 9. Дегазация за $5 \cdot 10^9$ лет

Компоненты	Содержание в мантии, г	Общее содержание в атмосфере и гидросфере, г	Потеряно мантией при дегазации, %	Компоненты	Содержание в мантии, г	Общее содержание в атмосфере и гидросфере, г	Потеряно мантией при дегазации, %
H_2O	$2 \cdot 10^{25}$	$1{,}5 \cdot 10^{24}$	7,5	S	$7{,}2 \cdot 10^{25}$ *	$7{,}4 \cdot 10^{21}$	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$
N_2	$8 \cdot 10^{22}$	$3{,}8 \cdot 10^{21}$	5,0	Ar	$7 \cdot 10^{20}$	$6{,}5 \cdot 10^{19}$	9,5
C	$1{,}6 \cdot 10^{24}$	$2{,}2 \cdot 10^{22}$	1,5	^{4}He	$3 \cdot 10^{19}$	$3{,}6 \cdot 10^{15}$	–
Cl	$2{,}8 \cdot 10^{23}$	$2{,}6 \cdot 10^{22}$	9,5				

* Принято содержание серы в метеоритах 1,8% (вместе с троилитовой фазой).

Таблица 10. Схема основных этапов эволюции атмосферы

Температура поверхности Земли, °С	Состав атмосферы	
	главные компоненты	второстепенные компоненты
100	H_2O	N_2, NH_3, $B(OH)_3$ CO, CO_2, CH_4, HCl, HF, инертные газы и др.
100	N_2	CO_2, CO, CH_4, O_2, инертные газы
10–20	O_2, N_2	Ar, CO_2 и др.

Допустим, как мы уже говорили выше, что теплопроводность пород мантии уменьшается с повышением температуры этих пород. Поэтому разогревание радиогенным теплом приведет к росту температуры мантии, малой теплопроводности и, следовательно, малой потере тепла излучением. В результате произойдет выплавление и дегазация легкоплавкой и легколетучей фракции мантии с выносом вещества на поверхность Земли. Вследствие этого тепломассопереноса тепло легко будет теряться с поверхности Земли (например, через H_2O). Произойдет понижение температуры мантии, а следовательно, и повышение ее теплопроводности, что поведет к охлаждению вещества мантии. Совершился цикл тепловых превращений. Затем этот тепловой процесс с какой-то интенсивностью повторяется вновь и вновь. Ни продолжительности этих циклов, т.е. темпа дегазации газов и паров, ни их масштаба пока рассчитать мы не можем, хотя с ними связаны изменение мощности[14] атмосферы и эволюция состава атмосферы. Однако оценки этого времени в значительной мере носили бы произвольный характер.

Естественно полагать, что наиболее интенсивным процесс дегазации был в начале жизни планеты. Но в истории эволюции нашей планеты имели место события, которые совершенно преобразовали атмосферу, изменили солевой состав океана, лик Земли. Это связано всецело с появлением стабильных количеств кислорода в результате фотосинтеза. Появилась масса кислорода, которого ранее в таком количестве не было. CO, CH_4, NH_3 исчезли из атмосферы и гидросферы в результате окисления. Образовался озоновый экран. Увеличилось содержание N_2 в атмосфере за счет окисления NH_3, CO_2 из атмосферы начала извлекаться вследствие ее потребления растениями. Изменился состав морской воды, во-первых, из-за изменения карбонат-бикарбонатного буфера, и во-вторых, в океане образовались сульфаты вследствие окисления S, H_2S и других соединений. Образовалась биосфера, и в эволюции Земли произошел крупный переворот. По сумме всех геохимических и биологических данных этот процесс произошел

[14] При малой мощности атмосферы усиливалось бы космическое облучение, которое привело бы к образованию высокомолекулярных органических веществ. Это не безразлично для понимания возникновения жизни.

где-то на грани $3 \cdot 10^9$ лет тому назад, причем, по-видимому, в геологическом понимании событий очень быстро. Дело в том, что в настоящее время весь O_2 атмосферы полностью оборачивается в 5000 лет. Мы должны сделать некоторые поправки на экспансию организмов, особенно морского фитопланктона, и т.п. Но это в геологическом смысле слова мгновенный процесс.

Кратко подводя итог всему изложенному, можно сказать, что состав атмосферы непрерывно, но медленно изменялся и в известной мере регулировался не только процессом дегазации, но и теми физическими и химическими силами, которые действовали на поверхности Земли, например изменением температуры (остыванием) поверхности. Можно совершенно схематически представить основные этапы в эволюции состава атмосферы (табл. 10).

Таким образом, мы можем разделить историю атмосферы на три фазы – древнюю (пары воды), переходную (азотная атмосфера) и современную (оксисферу).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Браун Г.* Редкие газы и образование земной атмосферы // Атмосферы Земли и планет. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. С. 296–305.
2. *Виноградов А.П.* Геохимия изотопов // Вестн. АН СССР. 1954. № 5. С. 26–43.
3. *Виноградов А.П.* Возникновение биосферы// Возникновение жизни на Земле: Тр. Междунар. симпоз., 19–24 авг. 1957 г. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 28–41.
4. *Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
5. *Виноградов А.П.* О происхождении вещества земной коры // Геохимия. 1961. № 1. С. 3–29.
6. *Виноградов А.П.* Атомные распространенности химических элементов Солнца и каменных метеоритов // Там же. 1962. № 4. С. 291–295.
7. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Там же. № 7. С. 555–571.
8. *Виноградов А.П.* Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 16–29.
9. *Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И.* Увеличение содержания радиоуглерода в результате ядерных взрывов // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 3. С. 689–691.
10. *Виноградов А.П., Задорожный И.К., Кнорре К.Г.* Об аргоне в метеоритах // Метеоритика. 1960. Вып. 18. С. 92–99.
11. *Виноградов А.П., Задорожный И.К., Флоренский К.П.* Содержание инертных газов в железном метеорите Сихотэ-Алинь // Геохимия. 1957. № 6. С. 443–448.
12. *Герлинг Э.К., Левский Л.К.* О происхождении инертных газов в каменных метеоритах // Там же. 1956. № 7. С. 59–64.
13. *Хлопин В.Г., Герлинг Э.К.* Новые данные в геохимии инертных или благородных газов // Докл. АН СССР. 1948. Т. 61, № 2, С. 297–300.
14. *Шпицер Л.* Земная атмосфера на высоте свыше 300 км // Атмосферы Земли и планет. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. С. 243–283.
15. *Anders E.* Meteoritic ages // Rev. Mod. Phys. 1962. Vol. 34, N 2. P. 287–325.
16. *Birch F., Clark H.* The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition // Amer. J. Sci. 1940. Vol. 238, N 9. P. 629–635.
17. *Boato G.* The isotopic composition of hydrogen and carbon in the carbonaceous chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 5/6. P. 209–220.
18. *Chackett K.F., Tuck D.G.* The heat of adsorption of the inert gases on charcoal at low pressure // Trans. Faraday Soc. 1957. Vol. 53, N 12. P. 1652–1658.
19. *Damon P.E., Kulp J.L.* Inert gases and the evolution of the atmosphere // Geochim. et cosmochim. acta. 1958. Vol. 13, N 4. P. 280–292.
20. *Eberhardt A.* Neon in some stony meteorites // Ztschr. Naturforsch. A. 1961. Bd. 16, H. 3. S. 236–238.
21. *Fish R.A., Goles G.G.* Ambient xenon. A key to the history of meteorites // Nature. 1962. Vol. 196, N 4849. P. 27–31.
22. *Kirsten T., Krankowsky D., Zähringer J.* Edelgas- und Kaliumbestimmungen an einer grösseren Zahl von Steinmeteoriten // Geochim. et cosmochim. acta. 1963. Vol. 27, N 1. P. 13–42.
23. *Krummenacher D., Merrihue C.M., Pepin R.O., Reynolds J.H.* Meteoritic krypton and barium versus the general isotopic anomalies in meteoritic xenon // Ibid. 1962. Vol. 26, N 2. P. 231–250.
24. *Merrihue C.M.* Excess ^{129}Xe in chondrules from the Brudeheim meteorite // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 1. P. 325–330.
25. *Merrihue C.M., Pepin R.O., Reynolds J.H.* Rare gases in the chondrite Pantar // Ibid. 1962. Vol. 67, N 5. P. 2017–2022.
26. *Polanski A.* Geochemia izotopow. Wyd-wa geologiczne, 1961. 392 s.

27. *Poole J.H.J.* Evolution of the atmosphere // Sci. Proc. Roy. Dublin Soc. 1941. Vol. 22. P. 345–365.
28. *Rankama K.* A calculation of the amount of weathered rock // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 55, N 2. P. 81–84.
29. *Reynolds J.H.* Isotopic composition of primordial xenon // Phys. Rev. Lett. 1960. N 4. P. 351–354.
30. *Rubey W.W.* Geological history of sea water // Bull. Geol. Soc. Amer. 1951. Vol. 62, N 9. P. 1111–1148.
31. *Signer P.* Bestätigung des abnormal hohen Gehaltes an ^{129}Xe Richardton // Ztschr. Naturforsch. A. 1960. Bd. 15. S. 748–749.
32. *Stauffer H.* Primordial argon and neon in carbonaceous chondrites and ureilites // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 24, N 1/2. P. 70–82.
33. *Stevenson F.J.* Chemical state of the nitrogen in rocks // Ibid. 1962. Vol. 26, N 7, P. 797.
34. *Suess H.E.* Die Haüfigkeit der Edelgase auf der Erde und im Kosmos // J. Geol. 1949. Vol. 57, N 6. P. 600–607.
35. *Turekian K.K.* The terrestrial economy of helium and argon // Geochim. et cosmochim. acta. 1959. Vol. 17, N 1/2. P. 37–43.
36. *Umemoto S.* Isotopic composition of barium and cerium in stony meteorites // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67. P. 375–380.
37. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N 1/2. P. 36–82.
38. *Wanless R.K., Thode H.G.* The fission yields of isotopes of xenon and krypton in the neutron fission of ^{235}U and ^{238}U // Canad. J. Phys. 1955. Vol. 33, N 9. P. 541–554.
39. *Wetherill G.W.* Variations of the isotopic abundances of neon and argon extracted from radioactive minerals // Phys. Rev. 1954. Vol. 96, N 3. P. 679–683.
40. *Wilson A.T., Fergusson G.J.* Origin of terrestrial tritium // Geochim. et cosmochim. acta. 1960. Vol. 18, N 3/4. P. 273–277.
41. *Wlotzka F.* Untersuchungen zur Geochemie des Stickstoffs // Ibid. 1961. Vol. 24, N 1/2. P. 106–154.
42. *Young B.G., Thode H.G.* Absolute yields of the xenon and krypton isotopes in ^{238}U spontaneous fission // Canad. J. Phys. 1960. Vol. 38, N 1. P. 1–9.
43. *Zähringer J., Gentner W.* Uredelgase in einiger Steinmeteoriten // Ztschr. Naturforsch. A. 1960. Bd. 15, H. 7. S. 600–602.

АТМОСФЕРЫ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ*

В космосе господствуют горячие, "плазменные", высокотемпературные процессы. Бесчисленные звезды рождаются, стареют и умирают. Внутри звезд идут ядерные процессы – нуклиогенез, и весь космос проникнут космическими излучениями широкого диапазона. Но вместе с тем на космических телах, достаточно удаленных от горячих звезд, текут холодные химические процессы, с которыми мы постоянно встречаемся и у себя на Земле.

Процессы образования оболочек планет и, более конкретно, атмосфер планет относятся именно к этим низкотемпературным холодным химическим процессам. Чтобы сократить введение, я сразу скажу, что источников вещества газовых атмосфер планет нашей Солнечной системы может быть по крайней мере два. Один источник – это элементарные газы (и продукты их равновесных реакций), возникающие внутри Солнца в его протон-протонном и углеродно-азотном циклах: H_2, He, N_2, O_2 и их водородсодержащие соединения. Эти газы в силу солнечной деятельности непрерывно выбрасываются им в космическое пространство. Другой источник – газы, возникающие, так сказать, вторично в процессе дифференциации вещества самих планет в результате их разогревания, проплавления и дегазации. Их состав отвечает составу вулканических газов. Для последующего изложения необходимо несколько более подробно остановиться на обоих источниках газов. Начнем с первого источника газов собственно звездного, солнечного происхождения.

Многочисленные непосредственные спектральные исследования внешних оболочек Солнца и других звезд с помощью модельно-атмосферного метода позволили определить атомную распространенность химических элементов Солнца. Ниже приведены средние распространенности некоторых наиболее распространенных на Солнце элементов по отношению к $Si = 10^6$ ат. Эти наиболее распространенные на Солнце элементы H_2, He, C, N_2, O_2 непрерывно теряются Солнцем в космическое пространство, и они и их соединения в основном ответственны за состав межзвездного вещества.

Остальные наиболее распространенные элементы – S, Mg, Si и Fe – указывают на главный характер состава твердой железосиликатной фазы планет (находящиеся в виде металлов, окислов и сульфидов).

Распространенность некоторых наиболее распространенных на Солнце химических элементов

H	$4 \cdot 10^{10}$	Si	$1 \cdot 10^6$
He	$3 \cdot 10^9$	Mg	$7{,}9 \cdot 10^5$
O	$2{,}9 \cdot 10^7$	S	$6 \cdot 10^5$
C	$1{,}6 \cdot 10^7$	Fe	$1{,}2 \cdot 10^5$
N	$3 \cdot 10^6$		

Вне Солнца, в космическом пространстве давно наблюдались не только молекулы, атомы, ионы, радикалы H_2, He, C, N_2, O_2, но, что наиболее интересно, соединения этих элементов, прежде всего H_2O, CO_2, CH_4, NH_3 и, как мы ниже увидим, еще более сложные соединения. Эти и другие соединения синтезируются в равновесных условиях

* Доклад на Ломоносовских чтениях в МГУ, апр. 1969 г. // Вестн. МГУ. 1969. № 4. С. 3–14.

и особенно благодаря каталитическому влиянию космических излучений, разрывающих межатомные связи молекул, например $N \equiv N$ или $O=O$ и тому подобные, и тем способствующих образованию разнообразных соединений. H_2O, CH_4, NH_3 широко наблюдаются в космосе. Может быть, распространенность H_2O не столь обширна, как она представлялась недавно. Однако CH_4 и особенно ярко NH_3 стали обнаруживаться в виде облаков в межзвездных пространствах.

Все эти и многие другие аналогичные газы характеризуются одним общим свойством – способностью конденсироваться только при очень низких температурах. Холодные гигантские планеты в далеких от Солнца областях несут эти первичные газы.

Однако синтез в космосе не ограничивается образованием CH_4, NH_3, H_2O, CO_2 и других распространенных более или менее простых молекул. Симметричный синтез органических веществ весьма сложной структуры идет и в метеоритах, и на планетах, и в кометах и т.д. Экспериментально стало возможным производить этот симметрический синтез из элементарных газов (например, газов вулканов или солнечных газов) под влиянием их облучения протонами, ультрафиолетом и т.п. Естественно ожидать, что некоторые из этих сложных соединений могут оказаться в том или ином количестве и в атмосферах планет.

Второй источник газов на планетах возникает в результате универсального процесса дифференциации вещества планет на оболочки вследствие разогревания планет теплом радиоактивного распада атомов. Вещество планет земного типа по всей совокупности знания близко к составу метеоритного вещества. При образовании вещества планеты в процессе холодной агломерации метеоритной пыли и других веществ все газообразные вещества солнечного происхождения были потеряны ими в космическом вакууме. В состав планет вошли лишь те газы, которые с веществом планет давали твердое вещество – это можно сказать о H_2O, NH_3, CO_2. По-видимому, на всех планетах земного типа происходила вулканическая деятельность. Вулканические кратеры известны на Земле, Марсе, Луне, несомненно на Венере. В результате разогревания планет, как я уже сказал, происходят тепловые циклы, процессы выплавления легкоплавкого (базальтического) материала из мантии по механизму зонного плавления, сопровождающиеся дегазацией. Вулканические газы возникают в результате химических реакций при высоких t и P прежде всего между H_2O и углеродом, находящимися в горных породах мантии планеты. В зависимости от t и P участвующих масс вещества и других причин реакция приводит к преимущественному образованию того или иного газа – CO_2, CO, CH_4, H_2, H_2O и др. Эти реакции хорошо изучены. Благодаря преобладающему содержанию в газах вулканов H_2O с нею отгоняются многочисленные газы, растворяющиеся в ней в той или иной степени. Состав вулканических паров и газов достаточно известен.

Состав вулканических газов
(по порядкам встречаемости)

I – H_2O, CO_2
II – H_2, HCl, HF, S, H_2S, SO_2
III – CH_4, CO, Ar, N_2
IV – NH_4Cl, $B(OH)_3$, He и следы других газов.

Основную роль играет вода. Она составляет в среднем ~80% продуктов вулканических эксгаляций или, иначе сказать, ~7% по весу (~20% по объему) от массы излившихся в вулканическом процессе базальтов. Углекислоты обычно содержатся в вулканических парах ~15%. Затем идут HCl, HF, SO_2, H_2S, CH_4, H_2 и другие газы и пары в меньших количествах. Известно, что состав газов и паров в течение вулканической деятельности изменяется в зависимости от температуры. Наиболее высокотемпературной фазе отвечают газы, содержащие главным образом HCl, HF, затем добавляется SO_2. При низких температурах появляется NH_3, борная кислота. Ни кислорода, ни азота, ни водорода, как правило, в газах вулканов нет – они появятся вторично, например азот из NH_4Cl. Аммиачный азот в среднем $3 \cdot 10^{-3}$% находится во всех метеоритах

Таблица 1. Основные физические данные планет

Название планет	Масса	Расстояние от Солнца, а.е.	t, °C	Молекулярная масса потерь	Плотность, г/см^3
Земля	1	1	+60	4	5,52
Луна	0,012	1	+100	40	3,34
Марс	0,1080	1,52	+24	16	3,97
Венера	0,8136	0,723	+425	5,6	5,22
Меркурий	0,0543	0,387	+416	46	5,59
Плутон	0,18	39,5	–220	–	1,5
Юпитер	317	5,2	–145	–	1,30
Сатурн	95	9,5	–180	–	0,71
Уран	14,3	19,2	–210	–	1,47
Нептун	17,6	30,0	–220	–	1,88

и магматических породах Земли. Водород появляется в результате реакции $C + H_2O$. Легко показать, что за всю жизнь Земли было дегазировано не более 10% газовой фракции от веса их возможного содержания в мантии Земли. Дальше я покажу долю участия вулканических газов в образовании атмосфер планет земного типа. Но, для того чтобы понять все разнообразие и всю сложность характера формирования газовых оболочек на той или иной планете независимо от источника газов, совершенно необходимо рассмотреть влияние на эти процессы основных физических параметров планет именно их массы, удаления от Солнца, температуры поверхности, процессов диссипаций некоторых атомов и молекул газов и т.п.. Они вносят свои "поправки" в состав атмосферы.

В табл. 1 приведены массы планет по отношению к массе Земли; расстояния до Солнца (по отношению к расстоянию Земля–Солнце – одной астрономической единице); максимальные температуры, наблюдаемые на поверхности планет; молекулярный вес газов, отлетающих с поверхности планеты; плотность вещества планет. Эта таблица должна быть все время перед вашими глазами.

После довольно обширного вступления я хочу перейти к конкретным примерам. Начнем с формирования атмосфер планет земного типа, источником которых были вулканические дымы. И, может быть, целесообразно кратко напомнить об истории возникновения атмосферы Земли. Это послужит вступлением к рассмотрению атмосфер и всех других планет земного типа. В свете сравнительных планетологических данных можно с большим успехом, мне кажется, представить древнюю, первично образовавшуюся на Земле атмосферу, которая затем быстро эволюционировала. Вероятно, эволюция состава атмосфер имела место и на других планетах. На поверхность Земли привносились в значительных количествах продукты вулканической деятельности – пары и газы. Следы вулканической деятельности на Земле теряются в глубоком архее. Вероятно, Земля имела первоначально лунный ландшафт, возможно, даже имела кольцевые образования таких же размеров, с какими встречаемся на Луне, Марсе, диаметром 200–300 км (взрывные кратеры). Затем они эродировали и скрылись в результате образования осадков, процессов метаморфизма пород. Позже, по-видимому, размеры вулканических кратеров стали меньше – диаметром несколько километров. Возможно это явилось результатом роста мощности земной коры. Главная масса продуктов эксгаляции – вода. По-видимому, между всеми продуктами вулканической деятельности существовало в среднем какое-то равновесие, которое в общем мало менялось за время жизни Земли. Однако это требует особого изучения.

Естественно думать, что все растворяющиеся в воде газы – HCl, HF, CO_2, SO_2, H_2S и многие другие – были вымыты из атмосферы с первыми дождями и вошли в реакцию с твердым веществом планеты. CO_2 главным образом переходило в раствор морей

и океанов. Все процессы на Земле – неорганические и биогенные – шли и идут в сторону исчерпания CO_2 из атмосферы. Из данных по составу вулканических газов следует, что CH_4 и CO, если они и были, то в значительно меньших количествах, чем CO_2. Азот присутствовал главным образом в виде NH_3, растворенного в природных водах. S в виде SO_2, H_2S и других соединений также растворялась в воде. H_2, ^3He, ^4He, D, T постепенно диссипировали с поверхности Земли. Кислород, если и образовался в результате фотохимических реакций в верхней части атмосферы, быстро связывался с твердым веществом поверхности планеты. Накапливался лишь один ^{40}Ar. Все это вместе в настоящее время позволяет с большой достоверностью утверждать, что первоначальная атмосфера Земли была маломощной, тонкой по сравнению с современной. Она была ближе по характеру к современной атмосфере Марса. Мы можем, мне кажется, теперь уже отказаться от представлений о древней, "первичной", "тяжелой" атмосфере Земли, как это обычно представляется многим геологам. Через эту атмосферу легко проходили космические лучи, ультрафиолет, и на поверхности Земли за счет продуктов эксгаляции вулканов шел абиогенный симметричный синтез, образовывались симметричные соединения (сколько "левых", столько и "правых"), подобно тому что имеет место в неорганической природе – образовалось столько "правых" кварцев, сколько и "левых".

Переворот на поверхности Земли произошел в течение короткого времени, возможно было достаточно нескольких сотен тысяч лет, где-нибудь в возрасте Земли $(1{,}5-2) \times 10^9$ лет, т.е. $(3-3{,}5) \cdot 10^9$ лет тому назад, когда появился фотосинтетический кислород. Атмосфера совершенно преобразовалась. Аммиак был окислен до N_2, и образовалась значительной мощности азотно-кислородная атмосфера с обширной ионосферой, озоновым экраном и магнитным полем, создавшие защиту всему живому от космических облучений. На Земле прекратился в значительной мере симметричный синтез органических веществ и возник (а может быть был отобран) асимметричный биогенный синтез органических веществ в системе водно-углеродного типа жизни.

Говоря об атмосфере Земли, невозможно не сказать несколько слов об атмосфере Луны – нашего постоянного спутника. За последние несколько лет знания о Луне несравненно выросли. Блестящие панорамные снимки поверхности Луны, сделанные нами и американцами, дали совершенно иные возможности по сравнению с недалеким прошлым в смысле знания ландшафта Луны с его кольцевыми структурами. Мы даже представляем сейчас химический состав пород поверхности Луны. Была обнаружена неравномерность гравитационного поля Луны, под поверхностью Луны открыли области концентрации массы (масконы). Но нет никаких данных о нахождении какой-либо газовой атмосферы на Луне. Это, конечно, не исключает локальных содержаний газовых включений в породах поверхностного слоя Луны. Возможно, где-нибудь на небольшой глубине можно будет обнаружить твердую воду. Наличие на Луне взрывных структур кратеров и многое другое убеждает нас в том, что на Луне происходил вынос вещества на поверхность из более глубоких недр. Но масса Луны не позволила им удержаться у ее поверхности. За последнее время некоторые ученые видят в структуре поверхности Луны детали (другие этого не видят), возможно, указывающие на бурные потоки грязи на поверхности Луны и подобные процессы в далеком прошлом.

Совершенно иначе сложилась обстановка на поверхности маленькой планеты с массой, в 6 раз меньшей, чем у Земли, с твердым железным ядром и дальше других земных планет удаленной от Солнца – на Марсе. Следствием этого является преобладание на Марсе отрицательных температур, и лишь на экваторе, на солнечной стороне, она достигает +24 °С. Ландшафт Марса непрерывно изучался. Совсем недавно на Марсе американцы обнаружили многие сотни кольцевых структур кратеров диаметром до 200 км. Это дает основание считать, что на Марсе, во всяком случае, возможны вулканическая деятельность и, следовательно, наличие вулканических продуктов на поверхности, прежде всего воды, CO_2 и др.

Хорошо известны сезонные изменения на поверхности Марса, изменения окраски поверхности, альбедо и др. Полярные шапки с весной уменьшаются. Исчезают белые коль-

ца вокруг вулканов. Изменяются цвета поверхности Марса там, где ожидают обнаружить цветение растительности и т.д. Изменяется окраска облаков. Очень возможно, что все это связано с поведением воды. Следы воды наблюдали с Земли над белыми полярными шапками Марса, которые, возможно, являются снегами[1]. В атмосфере Марса наблюдали CO_2, концентрация которой будто бы выше, чем на Земле. При условиях, царящих на Марсе, CO_2 независимо от происхождения (вулканическая, биогенная) должна была связываться с твердые осадки – карбонаты. Если же в атмосфере Марса будут установлены заметные количества CO_2 (возможно даже в качестве главного компонента атмосферы Марса), то следует признать, что существует какой-то процесс, поддерживающий концентрацию CO_2 – вулканический, биологический? В силу малой массы планеты идет отлет многих газообразных веществ с Марса. Несомненно, значительное количество H_2O потеряно из-за фотодиссоциации H_2O на H_2 и O_2 и быстрой диссипации H_2 и всех других легких газов с молекулярным весом до 16. В почвах и осадочных породах на некоторой глубине может сохраняться влага. Возможно, в атмосфере накапливается ^{40}Ar. Очень долго полагали, что атмосфера Марса составляет около 1/10 атмосферы Земли. Однако за последние годы эти данные не подтвердились, и давление атмосферы Марса значительно ниже: ~ 1/100. По данным "Маринер-4", эти косвенные наблюдения показали, что в верхних слоях давление ~5 мбар, а у поверхности ~ 20 мбар, т.е. в среднем около 10 мбар. Конечно, эта тонкая атмосфера Марса проникласъ космическими излучениями, и не исключен симметрический синтез органических веществ на его поверхности.

Всегда по поводу Марса предлагаются два вопроса – есть ли жизнь на Марсе и какая атмосфера была у Марса в прошлом? В атмосфере Марса нет свободного кислорода или, лучше сказать, данные в этом отношении сомнительны. Совершенно также не обнаруживался азот – очевидно, его мало и он трудно определяется. Эти два обстоятельства указывают, что на Марсе нет процессов, аналогичных фотосинтетическому образованию кислорода на Земле или он чрезвычайно маломощный. В то же время нельзя совершенно исключить анаэробные процессы брожения у низших организмов, которые поддерживают заметную концентрацию углекислоты в атмосфере Марса. Может быть характер жизни на Марсе изменился вследствие потери Марсом H_2O с течением времени.

Если Марс находится дальше многих земных планет от Солнца, то Венера ближе других к Солнцу. Это обстоятельство оказало самое непосредственное влияние на формирование ее атмосферы. Ее размер близок к размеру Земли, но вращается она в обратную сторону. Магнитное поле значительно меньше, чем у Земли. По радиопросвечиванию Венеры поверхность ее неровная, и, поскольку в ее атмосфере содержится огромное количество CO_2, несомненно, на Венере существуют вулканические кратеры.

М.В. Ломоносов еще в 1761 г. наблюдал при покрытии тенью Земли мощные облака, окутывающие Венеру. Мощность облаков, вероятно, несколько километров. Находятся они на высоте ~50 км и постепенно переходят в надоблачные слои и ионосферу. Потребуется еще много исследований, прежде чем эти данные будут определены со всей строгостью. Над облаками – значительная ионосфера, которая уже в течение многих десятков лет изучается с Земли с помощью спектральных измерений. В ионосфере Венеры были обнаружены атомы, ионы и свободные радикалы многих газов: O_2, H_2, N_2, HF, HCl, CO_2, OH, CO и др. Их содержание определяется порядками миллионных и десятимиллионных долей и указывает в известной мере на вещество атмосферы и облаков. Наиболее устойчивые качественные данные были получены для CO_2. Однако непосредственное определение ее содержания, в частности в собственной атмосфере (под облачным слоем) Венеры, не было сделано. Нахождение H_2O в облаках также вызывало много споров. Что касается облачного слоя, его состав остается и сейчас еще

[1] По Г. Мак-Дональду, общее количество водяного пара в атмосфере Марса эквивалентно одной кубической миле воды.

неизвестным. Он состоит из частиц размером в микроны. Что это – капли или снег, лед воды или CO_2 – нет данных.

Как мы увидим вскоре, приходится допускать, что в облачном слое должно быть сосредоточено некоторое количество воды. Благодаря межпланетной автоматической станции (АМС) "Венера-4" запуска 1967 г. удалось на специальном аппарате через слой собственно атмосферы Венеры опустить автоматические газоанализаторы. На двух уровнях был определен химический состав атмосферы Венеры, который уже достаточно известен, и я не буду подробно об этом говорить. В результате оказалось, что атмосфера Венеры состоит[2]:

CO_2 90±10% (вероятно $>$ 90%)

$O_2 > 0{,}4 < 1{,}6\%$ (вероятно $\sim 1\%$)

$N_2 < 7\%$ (вероятно $< 2{,}5\%$)

H_2O 1–8 мг/л

Таким образом, атмосфера Венеры оказалась практически состоящей из CO_2 с небольшим содержанием других газов – O_2 и N_2. Она имеет окислительный характер. Огромное содержание CO_2 создает парниковый эффект. У поверхности Венеры, по данным межпланетной автоматической станции "Венера-4", температура ~ 550 K и давление $\sim$ 20 атм. По американским данным (по радиопросвечиванию), температура до 700 K, давление 60 атм. К этим расхождениям я вернусь несколько ниже. Источник огромных количеств CO_2 на Венере – освобождение CO_2 из карбонатов по реакции $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$ и другим аналогичным, которые при высоких температурах сдвигаются вправо, как видно из следующих данных:

Равновесие карбонатов

$MgCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows MgSiO_3 + CO_2$,

$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$,

$CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 \rightleftarrows CaCO_3 + MgSiO_3 + CO_2$.

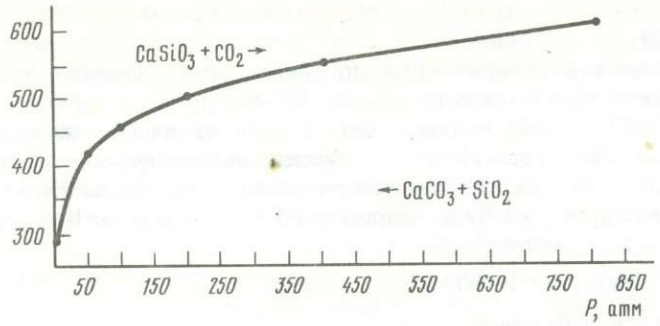
Таким образом, как это видно на рисунке, волластонитовое равновесие определяет состав атмосферы Венеры.

Теперь можно сказать несколько слов о наиболее вероятном давлении и температуре на поверхности Венеры, если исходить из некоторых геохимических данных. Если бы вся углекислота твердых карбонатов горных пород, растворов и т.д. на Земле была единовременно переведена в атмосферу, т.е. $2 \cdot 10^{23}$ г CO_2, то масса атмосферы Земли увеличилась бы в $\sim$ 40 раз и давление, стало быть, составило больше 40 атм. Можно предположить, что общее количество CO_2 и на Венере такое же, как на Земле, в силу близости их параметров. Тогда давление атмосферы на Венере будет больше 40 атм, что на диаграмме состояния реакции $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$ (см. рис. 1) отвечает температуре 425 °C или 700 K. На кривой эта точка обозначена стрелкой.

Источником N_2 является NH_4Cl вулканического происхождения. Интересно отметить, что в условиях атмосферы Венеры NH_4Cl превращается в $(NH_4)_2CO_3$, который значительно легче разлагается с образованием свободного NH_3 и легко окисляющегося в N_2.

Источником свободного кислорода в атмосфере Венеры, несомненно, могут быть процессы фотодиссоциации H_2O, особенно в верхней атмосфере. При этом H_2 диссипирует с Венеры в космическое пространство, а O_2 рекомбинируется с продуктами фотодиссоциации $CO_2 \rightarrow CO$ в CO_2 и частично связывается веществом пород Венеры. Следовательно, существенным обстоятельством является потеря H_2 или воды на Венере. На поверхности Венеры H_2O не может быть (температура кипения ее здесь свыше

[2] Эти данные подтвердились и еще более уточнились по только что полученным новым данным с АМС "Венера-5" и "Венера-6".



200 °C). Возможно, какое-то количество H_2O связано в гидросиликатах, но они тоже термодинамически не устойчивы. На потерю H_2 с Венеры указывает и обнаруженная водородная корона Венеры. При условии отсутствия магнитного поля на Венере (слабого) и высокой температуры ее поверхности H_2 должен легко диссипировать в космическое пространство. Подсчет показывает, что если потеря H_2 идет во времени равномерно, то теряется $2 \cdot 10^{11}$ H_2 молекул $см^2$/сек. Идет высыхание Венеры. Остается только рассчитывать, наконец, что какое-то количество H_2O сохранилось в облачном слое.

Подведем итог рассуждениям. Из-за более близкого расстояния Венеры к Солнцу ее эффективная температура выше на 50 °C, чем Земли. Это независимо от других факторов обусловило переход в значительных количествах в атмосферу Венеры воды и углекислоты. Появление H_2O и CO_2 в значительных количествах в атмосфере, в свою очередь, вызвало огромное увеличение поглощения солнечного тепла, а также увеличило фотодиссоциацию H_2O и CO_2. O_2 поглощался породами поверхности Венеры. CO – продукт фотодиссоциации – рекомбинировался в CO_2. Таким образом в результате происходила потеря H_2O на Венере. Все это приводило к саморазогреванию атмосферы Венеры, образованию тепличного эффекта. Когда температура поверхности достигла свыше 350 °C, многие карбонаты реагировали с SiO_2 и продолжали освобождать CO_2 в атмосферу. Вероятно, существование подобной агрессивной атмосферы на Венере привело к значительному нивелированию ее поверхности.

Еще ближе к Солнцу Меркурий. Масса планеты в 20 раз меньше массы Земли. Средняя плотность планеты 5,5. Есть основание считать, что 60% вещества составляют сплавы железа. На солнечной стороне температура свыше 400 °C. Потеря газов с поверхности Меркурия должна происходить с огромной скоростью. Иными словами, на Меркурии нет и следов постоянной газовой атмосферы даже на холодной стороне. Вероятно, его поверхность сложена из силикатных пород и напоминает ландшафт Луны. Однако сложность наблюдения за Меркурием не позволяет накопить достаточное количество фактов, которые бы оправдали наши предположения о характере и эволюции поверхности этой планеты.

Наконец, к земному типу планет нашей Солнечной системы относят и Плутон. Он находится по сравнению со всеми другими планетами земного типа на самом далеком расстоянии от Солнца – 39,5 а.е. т.е. около $6 \cdot 10^{10}$ км. И до сих пор идут споры о его появлении в нашей Солнечной системе. Не спутник ли он Нептуна? Даже масса Плутона точно не известна. Предположение о том, что его масса близка к Земле, дает расчетную плотность Плутона ~ 40 $г/см^3$, а это совершенно невероятно. Р. Данкоб и др. [10] путем сопоставлений различных астрофизических параметров планеты: возможной массы, размера диаметра, зависимости от движения Нептуна и других обстоятельств – нашли, что лучшие результаты получаются при предположении, что Плутон имеет 0,18 массы Земли, а плотность будет зависеть от более точного определения его диаметра – но в общем близкая в этом случае к плотности Земли (1–1,5 раза). Отражательная способность поверхности Плутона очень мала: 3–4%. Поэтому можно думать, что поверхность этой планеты, во всяком случае, неровная. Существуют представления о

том, что на поверхности Плутона возможен "лед". Однако вероятный малый размер массы и малый диаметр Плутона, отрицательная температура его поверхности указывают на то, что: все газы, если они были, отлетели с Плутона и на нем не произошло конденсации космических газов. Спектрально не удавалось заметить какие-либо следы газов. Естественно возникает более общий вопрос: почему на этой маленькой планете, находящейся в холодной области нашей Солнечной системы, не произошла конденсация космических газов, как это имеет место на других отдаленных от Солнца планетах, к которым мы сейчас обратимся.

На периферии Солнечной системы в расстоянии 5–30 а.е. вокруг Солнца движутся гигантские планеты – Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун, на их поверхности отмечаются отрицательные кельвиновские температуры. Все они, как выяснилось за многие годы исследований астрономов, окутаны мощными газовыми атмосферами, состоящими главным образом, по-видимому, из H_2 и его соединений – CH_4, NH_3, а также He и, возможно, других примесей газов. Количество этих газов, а главное их состав указывают на совершенно иной способ происхождения и эволюции этих атмосфер, нежели атмосфер планет земного типа. Эти газы, первично-космического происхождения, образованы в равновесных условиях из H_2, N_2, C, O_2 и других продуктов протон-протонного и углеродно-азотного циклов Солнца. В результате последующей конденсации этих газов на твердых космических телах при низких кельвиновских температурах возникли гигантские планеты малой плотности. Многие газы в таких условиях должны давать конденсированные системы – твердые агрегаты кристаллов льда и т.п. Эти атмосферы имеют огромную мощность, простираются далеко вглубь, например у Юпитера свыше 1000 км в глубину. Благодаря этому средняя плотность вещества гигантов колеблется от 0,71 у Сатурна, 1,33 у Юпитера, 1,53 у Урана и до 2,41 у Нептуна, тогда как для земных планет она значительно выше – от 4 до 5,5. Из-за быстрого вращения гигантских планет возникающая центробежная сила заметно сжимает планету. И если сжатие на полюсах у земных планет составляет 1/100–1/300 диаметра, то для гигантских планет она достигает 1/10–1/20.

Все гигантские планеты имеют спутники.

Накопление данных о составе атмосфер гигантских планет шло двумя путями – путем непосредственных спектральных наблюдений состава внешних оболочек планет, их надоблачного слоя и путем моделирования состава атмосфер этих планет, исходя из модели Солнца, распространенности химических элементов. Наиболее систематично исследования состава атмосфер гигантских планет начались в 30-х годах с легкой руки Р. Вильда [15], который первым указал на содержание CH_4, NH_3 и нейтральных газов в атмосфере гигантских планет. Затем многие другие исследователи особенно с помощью больших спектрографов в обсерваториях Маунт-Вильсон, Маунт-Паломар и в др. накопили данные по составу атмосфер этих планет. Возможность познакомиться с этими данными я имел, в частности, будучи у Г.П. Койпера в г. Тусоне, который, в свою очередь, много сделал для выяснения характера и состава атмосфер планет. Спектры гигантских планет были строго идентифицированы со спектрами молекул CH_4, NH_3, H_2. Исходя из данных температур плавления и кипения и космической распространенности ряда газов, можно из табл. 2 легко представить последовательность конденсации и распределения их в возможно слоистом строении атмосфер гигантских планет.

Если в составе атмосфер гигантских планет присутствуют, например, CO_2, H_2O, SO_2 и даже H_3, то при кельвиновских температурах планет они должны быть в твердом состоянии и, конечно, не обнаружатся спектральным путем с Земли. Наконец, моделирование строения оболочек гигантских планет, исходя из распространенности элементов при определенных количествах H_2, He, CH_4, NH_3 и других газов, привело к известным ограничениям при сопоставлении с астрономическими данными и, в частности, показало в большинстве случаев вероятное существование в центре этих моделей планет-гигантов ядер вещества, аналогичного по составу веществу земных планет. Обнаружилось, например, что содержание H_2 от Юпитера к Сатурну и далее к Урану и Нептуну должно умень-

Таблица 2. Температура плавления и температура кипения (при атмосферном давлении) (в °С)

Вещество	$T_{пл}$	$T_{кип}$	Вещество	$T_{пл}$	$T_{кип}$
H_2O	0	+100	CO	−207	−192
SO_2	−70	−10	N_2	−209,9	−196,8
NH_3	−77,7	−33,4	O_2	−218,4	−183
H_2S	−88	−74,5	H_2	−259,2	−252,8
CO_2	−56 (5,2 атм)	−78,5	He	−272,2	−268,9
CH_4	−18,4	−161,5			

шаться, поскольку уменьшается и масса планет. Если бы допустить одинаково большие количества H_2 во всех этих планетах, их плотность возросла бы в десятки раз, что связано с большой сжимаемостью H_2. Ниже я приведу некоторые примеры. Перейдем к рассмотрению атмосфер отдельных планет-гигантов.

На поверхности Юпитера хорошо различается зональная полосчатость ее структуры и ряда других деталей, в частности красное пятно, которое дрейфует вместе с полосами параллельно экватору. В темных полосах атмосферы Юпитера поляризационным методом были обнаружены твердые частицы микронного размера, которые образуют как бы туман. Молекулярный вес атмосферы колеблется по ряду определений ~3,5. Спектрально было показано присутствие больших количеств CH_4 и заметных количеств NH_3. Также указывалось присутствие H_2. Вероятно, Не в силу его большой распространенности конденсируется на планетах, как и H_2. Очень может быть, что твердые H_2O, CO_2 и другие вещества (подобно камням разного размера) импрегнируют газовую оболочку Юпитера. Атмосфера из CH_4 и NH_3 представляет внешнюю часть атмосферы Юпитера. Глубже, как полагают многие ученые, находятся уплотненные газы Не, H_2 (~ 80%), сжатые под большим газовым давлением. Но и нахождение этих газов также имеет предел, иначе плотность Юпитера резко возросла бы. Поэтому даже допускают, что в центре планеты имеется твердое вещество, подобное земному, отвечающее по массе нескольким массам Земли.

Присутствие в атмосфере Юпитера CH_4, NH_3, H_2 и, возможно, других органических соединений более сложного состава невольно породило множество представлений об абиогенном синтезе органических веществ в атмосфере Юпитера под влиянием тихих разрядов, облучения и т.п. В частности, их привлекли к объяснению красного пятна Юпитера. Допускали, что красное пятно как-то связано с вулканической деятельностью центрального ядра Юпитера или с какими-то деталями твердого центрального ядра планеты. Поскольку пятно закономерно дрейфует, то, наконец, его происхождение и красный цвет начали объяснять нахождением в атмосфере Юпитера дициана, который действительно имеет красную окраску.

Сатурн имеет плотность еще меньше — 0,7 г/см^3. Надатмосферная область его показывает содержание больших количеств CH_4. Метановый спектр гораздо более интенсивный, чем у Юпитера. Но количество NH_3 заметно меньше, что связывают с более низкой температурой поверхности планеты и вследствие этого конденсацией его в твердую фазу. Он становится недоступным для спектральных наблюдений с Земли. Также меньше (~63%) в атмосфере Сатурна и содержание H_2 по сравнению с Юпитером. Сжатие на полюсах у Сатурна вследствие меньшей массы заметно меньше, а центральное ядро, по составу отвечающее веществу Земли и многими допускающееся в структуре Сатурна, больше чем у Юпитера. Строение колец Сатурна остается загадкой. Г. Койпер допускает, что кольца покрыты льдом или снегом. Один из спутников Сатурна, по Г. Койперу, имеет атмосферу из CH_4.

Еще более отдалены от Солнца Уран и Нептун с внешними температурами ниже −210– −220 °С. Детали поверхности Урана очень трудно различаются, а на Нептуне

это сделать практически невозможно. О размерах Нептуна продолжаются споры. Надоблачный слой спектрально показывает сильные линии поглощения CH_4, сильнее, чем у Юпитера и Сатурна. Особенно они ярки у Нептуна. И вместе с тем совершенно не наблюдается присутствия NH_3, который, как предполагают, при таких условиях полностью вымерзает. Было доказано присутствие на этих двух планетах H_2, но, повидимому, его содержание здесь значительно меньше, чем у первых двух гигантских планет. Известны высказывания о существовании у планет Урана и Нептуна в центре "земного вещества", т.е. вещества метеоритного характера. Это следует из некоторых моделей строения атмосфер этих планет.

На этом я позволю себе кончить. Я не думаю, что мне надо подводить какие-то итоги, так как в своем сообщении я именно и пытался это сделать возможно кратко и конкретно, показав два главных типа процессов, которые формируют атмосферы планет нашей Солнечной системы. Краткость изложения, как я убедился, тоже имеет свои недостатки. Сравнительное изучение этих атмосфер вносит в науку много конкретных выводов. Однако я думаю, что многое и мне представляется в моем докладе еще недостаточно убедительным и достоверным и потребуется еще много времени и усилий ученых, чтобы основательно все подтвердить.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдуевский В.С., Бородин Н.Ф., Кузнецов В.В.* и др. Температура, давление и плотность атмосферы по данным измерения на автоматической станции "Венера-4" // Докл. АН СССР. Сер. астрон. 1968. Т. 179, № 2. С. 310–313.
2. *Вдовыкин Г.П.* Углеродистое вещество метеоритов. М.: Наука, 1967. 271 с.
3. *Виноградов А.П.* Атомные распространенности химических элементов Солнца и каменных метеоритов // Геохимия. 1962. № 4. С. 291–295.
4. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
5. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Флоренский К.П., Андрейчиков Б.М.* Определение химического состава атмосферы Венеры межпланетной станцией "Венера-4" // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179, № 1. С. 37–40.
6. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* Исследование интенсивности и спектрального состава гамма-излучения Луны на автоматической станции "Луна-10" // Там же. 1966. Т. 170, № 3. С. 561–564.
7. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Измерение гамма-излучения лунной поверхности на космической станции "Луна-10" // Геохимия. 1966. № 8. С. 891–899.
8. *Левин Б.Ю.* Органические соединения в Солнечной системе // Успехи химии. 1969. Т. 38, вып. 1. С. 142–165.
9. *Binder A.B.* Martian core iron // Sci. News Lett. 1968. Vol. 94, N 25. P. 622.
10. *Duncombe R.L., Klepczynski W.J., Seidelmann P.K.* Mass of Pluto // Science. 1968. Vol. 162, N 3855. P. 800–802.
11. *Kliore A., Cain D.L.* Mariner V and the radius of Venus // J. Atmosph. Sci. 1968. Vol. 25, N 4. P. 549–554.
12. Second Arisona conference on planetary atmosphere // J. Atmosph. Sci. 1968. Vol. 25, N 4. P. 533–672.
13. The Solar System. Vol. 3. The Moon, meteorites and comets. Chicago: L.: Univ. Chicago press, 1963. 810 p.
14. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Florensky K.P.* The chemical composition of the Venus atmosphere based on the data of the interplanetary station "Venera-4" // J. Atmosph. Sci. 1968. Vol. 25, N 4. P. 535–536.
15. *Wildt R.* Absorptions spectra and atmospheres of large planets // Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. II. Math.-phys. Kl. 1932. S. 87–96.
16. *Wildt R.* The constitution of the planets // Mon. Notic. Roy. Astron. Soc. 1947. Vol. 107. P. 84–102.
17. *Urey H.C.* The planets: their origin and development. New Haven: Yale Univ. press, 1952. 345 p.

ХИМИЯ ПЛАНЕТ НАШЕЙ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ*

Благодаря систематическим спектральным исследованиям Солнца стало возможным установить среднюю распространенность на Солнце всех химических элементов. Звезды разных классов отличаются по составу. С другой стороны, были получены многочисленные данные по химическому составу каменных метеоритов – хондритов. Сопоставление этих данных для Солнца и хондритов (если исключить газы) показало, что они очень близки между собой или даже идентичны. Наконец, изучение подкорового, мантийного материала Земли, которое стало возможным особенно за последние годы, а именно ксенолитов базальтов, вещества алмазных трубок взрыва (кимберлитов), пород, извлеченных при бурении базальтового слоя океанической коры, т.е. пород с больших глубин Земли, показало, что все они имеют однообразный ультраосновной характер (лерцолиты, гарцбургиты) и являются производными метеоритно-хондритового состава.

Все это позволило говорить о хондритовой модели Земли. Сами хондриты крупитчатого строения; в виде главных фаз в них находятся силикаты типа $MgSiO_3$, Mg_2SiO_4 и их аналоги (оливины, пироксены), затем металлический сплав FeNi, FeS (троилит), хромит, органическое веществ и некоторые другие соединения, к которым мы еще несколько позже вернемся. Если к этому добавить изучение инертных газов, их изотопов и треков тяжелых частиц в веществе метеоритов от воздействия солнечного ветра и галактического излучения, которое стало возможным в наше время и которое позволило, с одной стороны, определять абсолютный и относительный возраст метеоритного вещества, а с другой – судить о составе и интенсивности галактического излучения в далеком прошлом, то это все вместе охватывало весь круг космических исследований вещества до последних дней. Успешное развитие космохимии, т.е. изучение распространенности и распределения химических элементов и их изотопов в космических телах, их химической эволюции, стало возможным в наши дни благодаря полетам автоматических космических станций к планетам Солнечной системы Венере, Марсу, Меркурию, Юпитеру, посещению человеком Луны и многократной доставки образцов лунных пород на Землю [4–13]. Наступила новая эра в изучении вещества космических тел.

В дальнейшем будет совершенно кратко рассмотрена вначале химия Луны и планет сравнительно с геохимией Земли, а затем сделаны попытки дать общие космохимические выводы.

ЛУНА

Луна имеет несимметричное строение поверхности, на Луне нет атмосферы, кроме, может быть, следов аргона. На видимой стороне Луны легко различаются элементы рельефа: темные округлые моря – понижения, залитые базальтовой лавой, и более светлые части – континенты (рис. 1). До 30% видимой стороны занято лунными морями, а остальная высокогорная часть – континенты. На обратной стороне только 2,5% поверхности покрыто лунными морями, а вся остальная, более светлая часть поверхности – высокогорный рельеф.

*11-й Менделеевский съезд по общей и прикладной химии, Алма-Ата, 22–27 сент. 1975 г. Пленарные доклады. М.: Наука, 1975. С. 139–169.

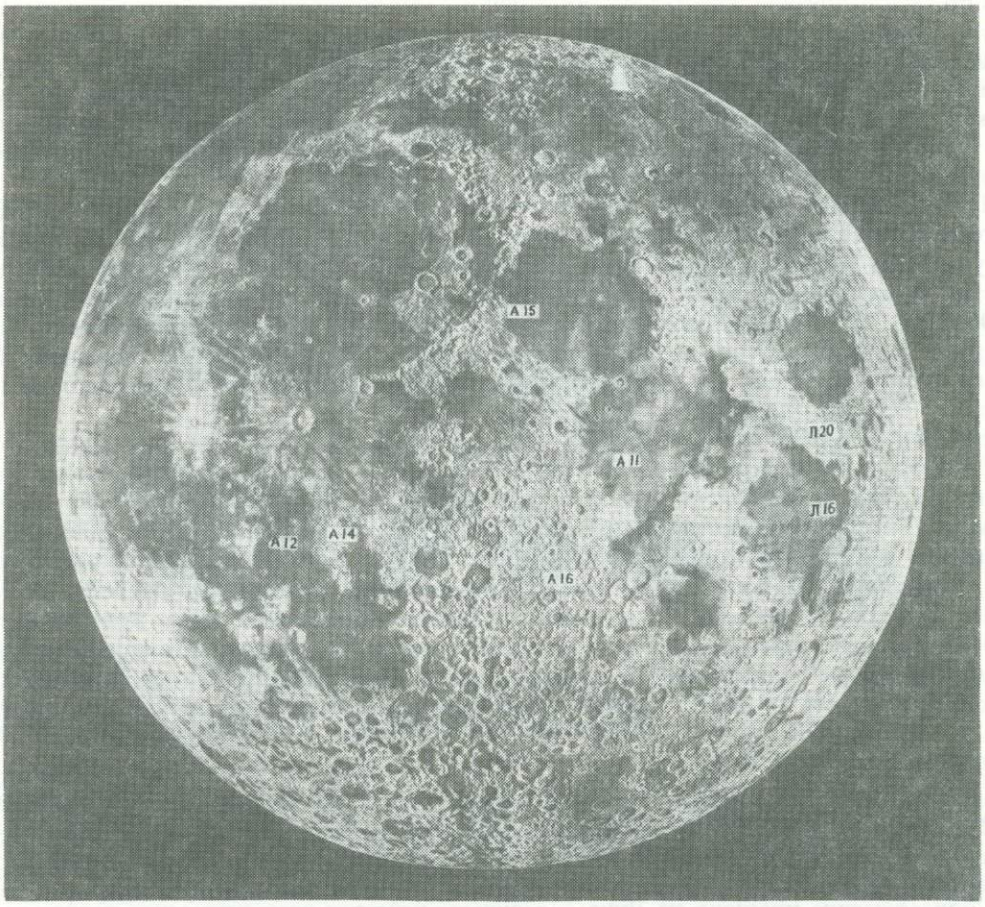


Рис. 1. Видимая сторона Луны

На континентах обеих сторон Луны с большой плотностью расположены кратеры размером от нескольких сот метров до тысячи километров в диаметре и глубиной до 5 км. Весь этот рельеф поверхности Луны с ее морями и кратерами представляет характерный лунный ландшафт, который повторяется, как мы ниже увидим, на всех планетах земного типа нашей Солнечной системы. Вся поверхность Луны – ее моря и континенты с кратерами – покрыта разнозернистым черным порошком. На лунных морях мощность этого порошка – реголита – достигает нескольких метров. Реголит образуется в результате ударов метеоритов.

Сейсмические наблюдения на станциях "Аполлон" позволили сделать заключение, что по аналогии со строением Земли Луна имеет оболочечное строение, а лунная кора имеет мощность около 25 км. Напомним, что мощность коры Земли составляет 40 км на континенте и 6–8 км на дне под океаном, а в общем ~1% от мощности всей силикатной мантии Земли. В связи с этим приобретают известный интерес сейсмические данные, полученные на станции "Аполлон-17", из которых следует, что, например, мощность базальтовых пород в долине Тавр-Литтров составляет всего несколько больше одного километра – в общем до 1860 м. Проблема мощности коры остается открытой. Были получены отражения сейсмических волн и от более глубоких горизонтов, но их значение недостаточно объяснено. Центральная часть Луны, по-видимому, расплавлена и не пропускает поперечных сейсмических волн. Многие склонны считать, что вся область ядра подобна астеносфере Земли и имеет низкую сейсмическую проводимость.

Есть все основания утверждать, что Луна не имеет железоникелевого ядра (плотность Луны 3,34 г/см^3). Между тем плотность каменных метеоритов – хондритов, содержащих около 10% металлического сплава, – около 3,58–3,6 г/см^3, т.е. выше лунной. Солнечная плазма, обтекая Луну, не испытывает возмущения. Позже мы покажем, что лунные породы содержат десятки сидерофильных элементов – обычных спутников металлического железа – в заметно меньших количествах, чем, например, породы Земли. Луна не имеет глобального магнитного поля.

Гравитационная сила на Луне в 6 раз меньше, чем на Земле, что представляет особый интерес в связи с процессом поднятия лунной магмы к поверхности. Внутренняя температура Луны (в центре) по различным экстраполяциям (например, по электропроводности "сухих" пород Луны), вероятно, не достигает в наше время температуры выше 1500–1000 °С. Ожидали, что поток тепла на поверхности Луны составляет около 1/6 среднего теплового потока на Земле. Измерение же дало тепловой поток с поверхности Луны около 1/2 земного, т.е. температурный градиент значительно отличается от земного.

На Луне, как и на других планетах – Меркурии, Марсе, отсутствуют земные факторы выветривания горных пород. Вода мало участвовала в геологических процессах на Луне. На Луне действуют и вызывают разрушения горных пород совершенно иные факторы – смена температуры лунных дня и ночи, солнечный ветер, космическое солнечное и галактическое излучения, удары падающих метеоритов и микрометеоритов, налетающих на поверхность Луны с космическими скоростями. Наконец, изменение поверхности рельефа Луны вызывает вулканизм, излияние лавы, которое наиболее интенсивно действовало в течение первого миллиарда лет и до 3,0 млрд лет тому назад. Некоторые из циклических лунных морей – Моря Дождей, Ясности, Влажности, Нектара, Кризисов – имеют положительную аномалию силы тяжести. Предполагают, что на глубине этих морей, равной ~ 100 км, находятся более плотные породы, так называемые масконы. По мнению многих ученых, они имеют внелунное происхождение, т.е. образовались в результате падения на Луну планетезималей в последнюю стадию ее аккреций. На Луне нет линейных гор; горный рельеф создается кольцевыми горами, стенками кратеров высотой больше 10 км. На Луне отсутствуют большие горизонтальные перемещения.

Происхождение кратеров на Луне – результат действия двух различных процессов. Одни из них возникли в результате древней вулканической деятельности, которая была подтверждена после посещения человеком Луны и изучения образцов поверхностных горных пород магматического происхождения, а также в результате непосредственного наблюдения застывших потоков лавы на Луне (например, в кратере Аристарх и др.). Другие кратеры возникли в результате ударов налетавших метеоритов или ударов камней при взрывном вулканизме. Ударный характер кратеров был доказан по нахождению на поверхности Луны раздробленного вещества метеоритов и путем непосредственного наблюдения образования кратера на Луне уже в наше время, например, при падении метеорита три года назад.

Визуальной общепринятой оценки всех кратеров в смысле их происхождения еще нет. Очевидно, что небольшие кратеры правильной круглой формы, нередко окруженные выпавшими фрагментами горных пород (до 1 км в диаметре), ударного происхождения. С другой стороны, ударному механизму приписывают образование некоторых круглых лунных морей, их экскавации (при падении планетезималей). Влияние ударов метеоритов, налетающих на Луну с космической скоростью, на изменения горных пород на поверхности Луны огромно. На поверхности Луны встречаются в большом количестве (особенно в континентальных областях) разрушенные, метаморфизованные при ударном воздействии первичные магматические породы Луны, прежде всего типа базальтов, и образующие разнообразные брекчии, шлаки и, наконец, мелкий разнозернистый тонкий порошок – реголит, который покрывает всю поверхность Луны (рис. 2). Зерна пород в реголите оплавлены, остеклованы с поверхности, имеют вид капель. Стекла разнообразны по составу и окраске. Удар метеоритов вызывает тепло-

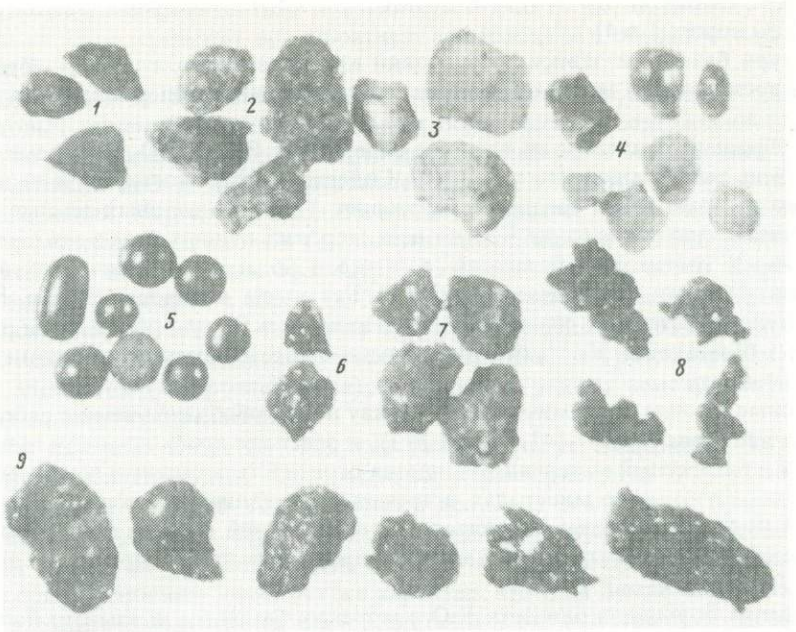


Рис. 2. Частицы реголита Луны

1 – **базальт;** *2* – крупнозернистый базальт (габбро); *3* – анортозиты; *4* – однородные стекла и зерна минералов; *5* – шарики и сферические образования; *6* – бурые стекла; *7* – брекчия; *8* – спекшиеся частицы (спеки); *9* – шлаки и оплавленные частицы

вой взрыв, и температура при этом достигает 2000 °С. Главная масса метеоритов испаряется, остаются частицы железоникелевого сплава. Вещество горных пород Луны приобретает совершенно необычные для пород Земли свойства: огромную плотность, наличие нержавеющего железа и т.д. Частицы пород приобретают причудливый вид от ударов микрометеоритов. Метаморфизм поверхностных пород Луны, возникающий под влиянием ударов метеоритов и микрометеоритов, усложняет процессы на поверхности, вызывает полное или частичное переплетение первичных магматических пород Луны с последующим образованием брекчий и т.д. В настоящее время изучен состав реголита из 2,5-метровых колонок, доставленных "Аполлоном-16" и "Аполлоном-17", который указывает на слоистое строение в результате наслаивания порций реголита в разное время при взрывных ударах метеоритов.

Видимая поверхность Луны представлена базальтовыми породами, излившимися при вулканизме, которые образуют базальтовую кору Луны. Лунные морские базальты имеют много общих черт с примитивными толеитовыми базальтами Земли. Они также изливались непосредственно из нижележащего слоя ультраосновной "метеоритной" породы.

Петрологическая классификация лунных базальтов и габбро-базальтов еще не установилась, и одни и те же типы базальтов продолжают называть по-разному, например: неморские базальты, или нориты, и т.д. По-видимому, лунные габбро-базальты можно разместить в 8–10 группах. Но это пока не сделано, и поэтому для сравнения мы пользуемся главным образом минералогическим и химическим составом, одновременно сравнивая их, с одной стороны, с богатыми кальцием и полевым шпатом ахондритами и, с другой – с земными примитивными толеитовыми базальтами океанической оливин-базальтовой формации. Появилась тенденция классифицировать лунные базальты, точнее, разделять их на группы или типы по содержанию FeO, TiO_2 или Al_2O_3, CaO и т.п. Практически мы различаем четыре больших класса базальтовых пород:

1) морские базальты, 2) KREEP-базальты, 3) континентальные базальты (богатые Al_2O_3 и CaO нориты) и 4) анортозиты.

Структура базальтов зависит от условий кристаллизации, главным образом температуры и времени. Она изменяется от величины давления, содержания летучих веществ в магме и т.д.

Было обращено внимание на высокое содержание FeO и TiO_2 в морских базальтах, а также очень малое содержание щелочей. Содержание FeO достигает иногда выше 25% (примерно в 2 раза выше среднего содержания FeO в толеитовых земных базальтах). Можно считать, что содержание FeO во всех морских лунных базальтах заметно выше, чем в земных толеитовых базальтах, а также в богатых кальцием полевошпатовых ахондритах. Поэтому отношение Mg/(Mg + Fe) выше в породах Земли. Нахождение Fe_2O_3 в лунных базальтах сомнительно. Фугитивность O_2 для пород Луны равна 10^{-13}, для земных базальтов – 10^{-11}, богатые кальцием полевошпатовые ахондриты занимают среднюю позицию.

Подробные данные по химическому составу пород обобщены нами в работе "Дифференциация вещества Луны" [4] (см. с. 283), и здесь нет необходимости повторять этот обширный и интересный материал, а придется ограничиться общими выводами.

В породах Луны, в ее минералах встречается металлическое железо, окислы Cr_2O_3 и TiO_2, в которых металлы находятся в трехвалентной форме, и т.п., что указывает на глубокий восстановительный характер процессов при аккреции и выплавлении вещества Луны.

Нахождение больших количеств FeO в морских базальтах оказывает большое влияние на физические свойства магмы. Во-первых, Fe^{2+} заметно понижает температуру плавления минералов (и следовательно, базальта) благодаря исключительной легкости, с какой Fe^{2+} гетероизоморфно замещает многие двухвалентные и другие ионы. Во-вторых, благодаря присутствию больших количеств Fe^{2+} образуется серия железных минералов.

Далее, еще более интересный эффект в базальтах Луны возникает под влиянием больших количеств TiO_2, которая также образует целый ряд собственных минералов, не известных для земных базальтов: орто- и параармолколит, транквиллитит, циркелит, псевдобрукит и др., образует соединения с хромовой шпинелью и другими аналогами. Главным минералом TiO_2 в лунных базальтах является ильменит. Содержание TiO_2 в морских базальтах достигает 13%, т.е. в 100 раз выше его содержания в хондритах. Благодаря тому, что ильменит также легко входит в обмен, обнаруживаются многие другие минералы, содержащие титан, и происходят интересные процессы. Так, например, было экспериментально показано, что плагиоклаз и оливин не образуют жидкости, но при высоком содержании TiO_2 и клинопироксена образуется силикатная жидкость. Все это вместе создает в лунных базальтах необычный для земных аналогов ансамбль минералов. Если в толеитовых базальтах в среднем TiO_2 ~ 2%, то в кальций-полевошпатовых ахондритах его очень мало (~ 0,5%). Это, в свою очередь, указывает на особенности образования этих ахондритов.

В лунных базальтах содержание щелочных металлов, особенно калия, по крайней мере на порядок ниже по сравнению с толеитами.

Кальций-полевошпатовые ахондриты содержат еще меньше калия, чем лунные базальты. Этот недостаток калия и, как мы увидим ниже, других щелочных металлов объясняется потерей их либо в процессе аккреции, либо в процессе дифференциации вещества Луны. Необходимо напомнить, что отсутствуют гидратные минералы. Ряд особенностей процессов образования лунных базальтов указывает на малое участие в них воды или полное отсутствие ее, что также отличает магматические процессы на Луне от земного магматизма.

Содержание других главных окислов в составе морских базальтов в известной мере имеет монотонный характер. Имеются в виду SiO_2, MgO, CaO и отчасти Al_2O_3. Это относится также и к неморским базальтам (норитам) высокогорных областей Луны. Высокогорные неморские базальты значительно менее изучены; между тем именно

они создают основной фон состава поверхности пород Луны, поскольку высокогорные области на Луне занимают всю обратную ее сторону и в общем больше 70% всей поверхности Луны.

Неморские базальты характеризуются значительно более высоким содержанием полевошпатовых молекул. Поэтому они имеют более высокое содержание Al_2O_3 и особенно CaO по сравнению с морскими лунными базальтами и одновременно наиболее низкое содержание FeO и TiO_2. Остальные главные элементы – кремний, магний, хром, натрий, калий, марганец – входят в состав неморских базальтов в количествах, сравнимых с морскими базальтами (с известными вариациями и тенденциями). Среди пород, полученных из провинции Фра Мауро, а затем в образцах пород и других территорий был описан (особенно в образцах Океана Бурь) так называемый KREEP-базальт, отличающийся как по составу, так и по структуре и текстуре от других базальтов. Состав и способ его образования будут обсуждены ниже, при рассмотрении поведения примесных элементов (микроэлементов), в частности редких земель, откуда произошло само название этих базальтов.

Неморские базальты (нориты), как мы увидим, несут тенденцию обогащения их полевошпатовой молекулой и, следовательно, характеризуются более высоким содержанием Al_2O_3 и CaO, что еще с большей полнотой реализуется при образовании в высокогорных областях Луны мономинеральной породы анортозитов. Процесс выплавления и подъем базальтовой магмы на поверхность Луны с образованием базальтовой коры в основном имеет тот же характер, что и на Земле. Однако некоторые условия образования, подъема магмы и кристаллизации на Луне заметно отличаются. Изучение кристаллизации магмы показывает, что выпадение различных минералов происходит главным образом в диапазоне 1025–1310 °C. По прямым определениям лава затвердевает обычно при 1200±50 °C. Благодаря малой гравитационной силе и низкой вязкости подъем магмы происходил быстро. Почти отсутствуют ксенолиты. Давление, при котором шла кристаллизация магмы на Луне, находилась в пределах лишь нескольких килобар (3–10 кбар); воды и летучих веществ, обычных для магматических процессов на Земле, было заметно меньше, т.е. происходит более "сухой" процесс выплавления. В породах Луны, несмотря на огромный вакуум на ее поверхности, мало пузырьков. Однако исключить участие следов воды в процесах дифференциации вещества Луны невозможно. Подъем магмы происходил с глубины нескольких сот километров в зависимости от характера базальтов (содержание титана и окиси алюминия, оливина и т.п.). Допускают, что при большом содержании Al_2O_3 базальты должны были подниматься с глубин более 400 км, чтобы обеспечить извлечение Al_2O_3 из недр в больших количествах. С другой стороны, нахождение в базальтах больших количеств оливина указывает на небольшую глубину их происхождения, так как при 3 кбар оливин распадается.

Нахождение в образцах лунных пород тридимита и кристобалита указывает на высокую температуру и небольшие давления и, следовательно, глубину источников магмы. Охлаждение должно было происходить очень быстро, на что указывает и структура сложных базальтов, неупорядоченный характер плагиоклаза и др. В приповерхностных условиях глубина кристаллизационной дифференциации не могла быть значительной. Вероятно, разнообразие типов базальтов прежде всего связано с глубиной и температурой плавления. В состав базальтовых пород известное разнообразие внесли удары метеоритов, которые вызывали переплавление или частичное плавление вещества Луны, образование разнообразных брекчий. С этой стороны невольно обращает внимание необычно высокое для некоторых кристаллических магматических пород содержание Ni, например в образцах KREEP-базальтов и др. Нужно еще заметить, что максимум магматического процесса имел место в промежуток времени от 4,5 (возраст Луны) до $3 \cdot 10^9$ лет, когда молодая Луна продуцировала тепло в результате распада главным образом ^{235}U, в меньшей степени ^{40}K, а также ^{238}U и ^{232}Th (примерно в 40 раз больше того, что имеет место сегодня на Луне).

По нашим представлениям, уран и торий за период самой активной магматической

деятельности на Луне, т.е. до 3–3,5 млрд лет тому назад, в значительной мере были вынесены из внутренних частей в периферические породы Луны [4]. Это перераспределение урана и тория привело к тому, что они сконцентрировались в тонких поверхностном и приповерхностном слоях Луны, и генерируемое ими тепло терялось преимущественно на нагрев окружающего космоса. Это заставляет думать, что 3–3,5 млрд лет назад вследствие указанного процесса прекратилась интенсивная магматическая деятельность на Луне. Между тем на Земле в наше время действуют около 500 вулканов.

Анортозиты на Луне обнаружены главным образом в образцах пород из высокогорных областей и на лунных возвышенностях. По аналогии со старыми представлениями о составе первичной коры Земли было принято, что и кора Луны состоит в основном из анортозитов.

Анортозиты были найдены на Луне в ряде мест и не найдены в веществе метеоритов. Это обычно светлые породы практически мономинерального состава. Лунные анортозиты содержат богатый кальцием анортит. Они содержат много Al_2O_3 (до 35%) и CaO (до 20%). Содержание FeO по сравнению с базальтами значительно понижено. Соединений щелочных металлов в общем мало и меньше, чем в земных анортозитах, особенно K_2O и Na_2O; ниже содержание и всех микроэлементов. Однако известны исключения (например, породы сбора "Аполлона-16").

Для анортозитов Луны наблюдается аномально высокое содержание европия. Структура лунных анортозитов напоминает структуру массивных стратиформных анортозитов Земли – кумулятивная структура: ориентация кристаллов отсутствует. Нориты и анортозиты приурочены к совместной ассоциации. Нужно сказать, что характер контактов анортозита с другими породами на Луне не был описан. Таким образом, на Луне и, вероятно, особенно на ее обратной стороне имеет место широкое распространение анортозитов и своеобразные серии пород – габбро-базальты–нориты–анортозиты. Возраст анортозитов древний, от 3,5 до 4,2 млрд лет. Возникают анортозиты на базе огромных габбро-базальтов, из которых кристаллы анортита всплывают из жидкого раствора магмы при высоком тепловом потоке. Х.Иодер изучал диаграмму состояния диопсид–анортит–вода и показал возможность кумуляции всплывающего анортита, образование анортозитовой породы.

Анортозитовые породы несколько варьируют по составу и разделяются на анортозиты, габбро-анортозиты, анортозитовое габбро, троктолиты. Магматическое происхождение этих пород следует из высоких температур образования присутствующих в них пироксенов. Это также подтверждается их ассоциацией с породами с более низкими температурами плавления и малым обогащением ^{18}O, $\delta^{18}O \simeq 6‰$.

На Земле анортозиты встречаются на древних щитах, обрамлении платформ, и в цоколе древних платформ докембрийского возраста – например, на Украине, в Канаде и т.д. Приурочены они также к габбро, нередко наблюдается переслаивание с габбро, и часто светлая часть его по составу отвечает анортозиту. Мощность ассоциированных с анортозитом пород на Земле несколько километров и лишь $\sim 10\%$ в них составляют собственно анортозиты. Все сказанное заставляет думать, что на Луне мощность анортозитовых слоев значительна.

Изучение химического состава горных пород поверхности Луны позволило подойти к описанию отдельных петрографических или геохимических провинций Луны. На основании сравнительного изучения химического состава морских базальтов со всех станций по Луне можно сделать следующие общие выводы [4].

1. Наблюдается потеря легколетучих веществ базальтами Луны по сравнению с близкими им земными примитивными толеитовыми базальтами. В базальтах Луны обнаруживается дефицит химических элементов, образующих легколетучие соединения (по сравнению с базальтами Земли и метеоритов): H_2O, CO_2, H_2S и многие другие газы. Происходит также потеря щелочных металлов, галогенов и, наконец, химических элементов с высокой упругостью пара – индия, таллия, свинца, висмута, ртути.

2. В лунных базальтах содержание тугоплавких литофильных элементов – бария,

Таблица 1. Изотопный состав (δ, %) легких химических элементов по отношению к стандарту

Порода	^{13}C	^{18}O	^{34}S
Толеитовые базальты Земли	−2,33	+6	+0,7
Морские базальты Луны	−2,14	−6	0,6
Метеориты-хондриты	−2,5	4,5	0,0

циркония, ниобия, иттрия, скандия, тантала, гафния, титана, бериллия, урана и тория – в среднем выше на 1/2 порядка по сравнению с базальтами Земли и хондритами, что указывает на высокую температуру выплавления базальтов Луны.

3. Имеет место пониженное содержание (по сравнению с базальтами Земли) сидерофильных элементов, обычно сопровождающих металлическую фазу железа, а именно: галлия, мышьяка, олова, сурьмы, меди, кобальта, никеля и всех платиноидов и золота, что в какой-то степени коррелирует с отсутствием металлического ядра у Луны. Содержание изотопов легких элементов, как это видно из табл. 1, практически одинаково в базальтах Луны и Земли и хондритах, что указывает на общность первичного материала и его гомогенность. Однако есть исключение, которое до сих пор не находит объяснения. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для базальтов Земли и Луны очень близко и находится в пределах 0,6990–0,7034, а для метеоритов-хондритов равно 0,7480, т.е. значительно выше по содержанию радиогенного изотопа ^{87}Sr.

МЕРКУРИЙ

Может быть целесообразно вслед за рассмотрением Луны познакомиться с планетой Меркурий, для которой были получены совершенно новые данные в результате трех прохождений ее космическим аппаратом "Маринер-10" [10–12]. Меркурий находится на наиболее близком расстоянии к Солнцу по сравнению с другими планетами (табл. 2). Планета обращена одной стороной к Солнцу, подобно тому как Луна обращена видимой стороной к Земле, что вызывает нагрев части поверхности Меркурия. Перепад температуры на темных и светлых сторонах достигает значительного масштаба −200 и 650 К соответственно.

Плотность Меркурия 5,7 г/см^3. Это заставляет думать о существовании металлического железного ядра и, следовательно, о возможности комплекса индукционного процесса (динамо-эффект). Тем более что магнитное поле на Меркурии достигает 400 γ. На Меркурии практически отсутствует ионосфера и атмосфера. Так, давление гелия $5 \cdot 10^{-12}$ мбар. Присутствуют нейтральные газы аргон, неон. Альбедо поверхности Меркурия в поляризованной УФ-области точно совпадает со средним альбедо Луны, равным 0,125. По-видимому, аналогично Луне вся поверхность Меркурия покрыта тонким зернистым темным порошком пород. Первые фотографии поверхности Меркурия, сделанные "Маринером-10", обнаружили рельеф, подобный тому, который мы знаем на Луне (рис. 3[1]), т.е. здесь наблюдаются примерно с той же плотностью распределения по поверхности Меркурия кратеры от малых до огромных размеров, затем равнины, гряды либо уступы.

В общем можно заметит, что ландшафт на поверхности Меркурия мягче, чем на Луне. Это, во-первых, связано с близостью Солнца, нагревом поверхностных пород, их эрозией. Кратеры на Меркурии более плоские, чем на Луне, что коррелируется с большей силой тяжести на Меркурии. В центре крупных кратеров, размеры которых имеют большой диапазон – от десятка метров до 1280 км (например, Калорис), видны горки. Происхождение кратеров, вероятно, имеет тот же характер, что и на Луне. Однако в

[1] Рис. 3, 4 взяты из: J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 17.

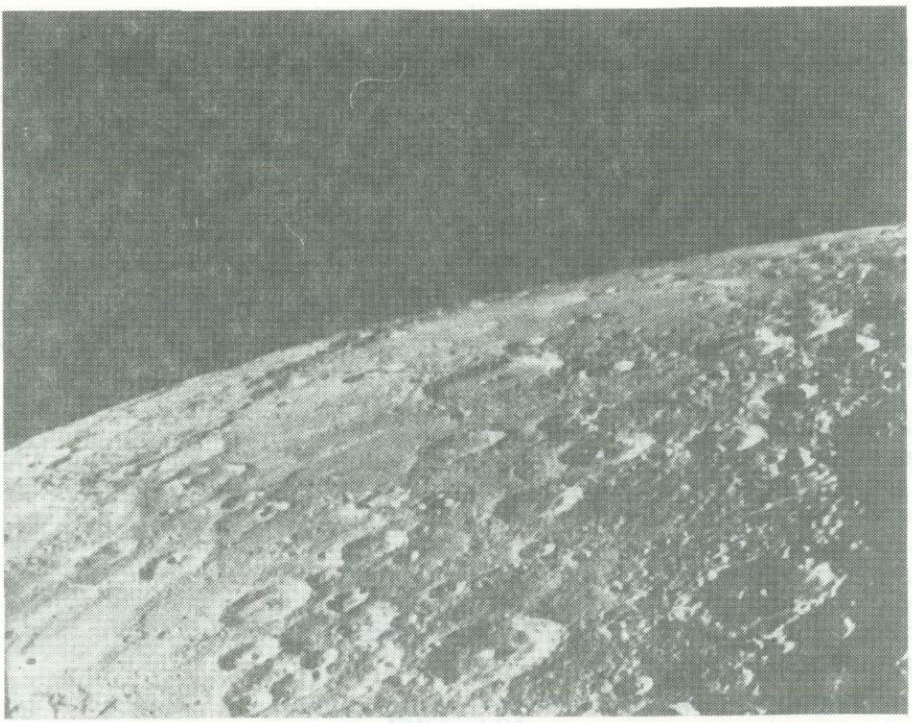


Рис. 3. Вид северного лимба Меркурия, снятого "Маринером-10" (1974 г.)
Видны многочисленные кратеры, повторяющие лунный ландшафт

настоящее время выделение кратеров ударного происхождения и кратеров вулканического характера еще невозможно. Нет сомнения, что есть и те и другие.

Аналогия альбедо поверхности Меркурия и альбедо поверхности Луны указывает на то, что Меркурий также имеет кору базальтового характера, т.е. возникающую при интенсивном вулканизме. Много внимания было привлечено к открытому на видимой стороне Меркурия огромному круглому кратеру Калорис (190° з.д., 30° с.ш.), окруженному системой террас или концентрических валов, подобно тому что наблюдается и на Луне. Высота этих валов достигает 2 км. Предполагается, что кратер Калорис ударного происхождения и что Меркурий примерно в возрасте $3{,}5 \cdot 10^9$ лет под-

Таблица 2. Физические данные планет Солнечной системы

Планета	Расстояние до Солнца, км	Диаметр, км	Объем, км^3	Масса, т	Плотность, г/см^3	Магнитный диполь
Меркурий	$57{,}7 \cdot 10^6$	$4{,}83 \cdot 10^3$	$5{,}83 \cdot 10^{10}$	$3{,}29 \cdot 10^{20}$	5,69	400
Венера	$107{,}7 \cdot 10^6$	$1{,}22 \cdot 10^4$	$9{,}40 \cdot 10^{11}$	$4{,}87 \cdot 10^{21}$	5,16	–
Земля	$149{,}0 \cdot 10^6$	$1{,}28 \cdot 10^4$	$1{,}08 \cdot 10^{12}$	$5{,}98 \cdot 10^{21}$	5,52	30 000
Луна	$149{,}0 \cdot 10^6$	$3{,}48 \cdot 10^3$	$2{,}16 \cdot 10^{10}$	$7{,}17 \cdot 10^{19}$	3,34	–
Марс	$226{,}5 \cdot 10^6$	$6{,}76 \cdot 10^3$	$1{,}64 \cdot 10^{11}$	$6{,}46 \cdot 10^{20}$	3,89	64
Юпитер	$774{,}8 \cdot 10^6$	$1{,}42 \cdot 10^5$	$1{,}51 \cdot 10^{15}$	$1{,}90 \cdot 10^{24}$	1,25	400 000
Сатурн	$142{,}0 \cdot 10^7$	$1{,}21 \cdot 10^5$	$8{,}31 \cdot 10^{14}$	$5{,}68 \cdot 10^{23}$	0,62	–
Уран	$286{,}0 \cdot 10^7$	$4{,}71 \cdot 10^4$	$5{,}40 \cdot 10^{13}$	$8{,}67 \cdot 10^{22}$	1,60	–
Нептун	$448{,}0 \cdot 10^7$	$4{,}46 \cdot 10^4$	$4{,}64 \cdot 10^{13}$	$1{,}02 \cdot 10^{23}$	2,21	–
Плутон	$589{,}0 \cdot 10^{11}$	$1{,}40 \cdot 10^4$	$1{,}40 \cdot 10^{12}$	$4{,}78 \cdot 10^{21}$	3,31	–

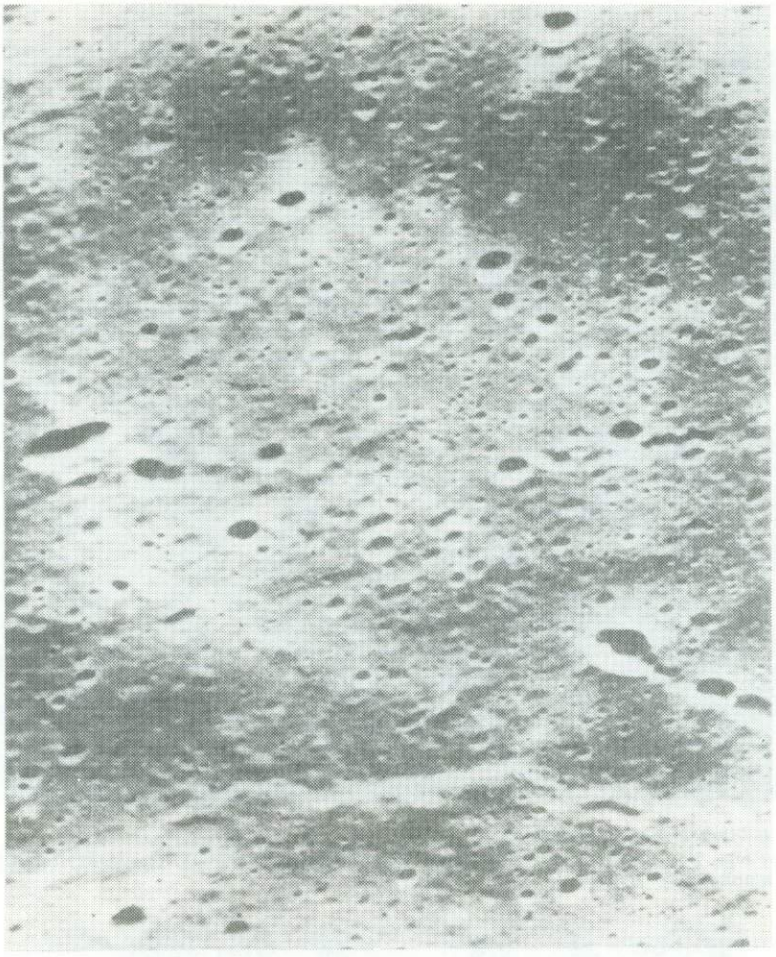


Рис. 4. Поверхность Меркурия
Видны цепочки кратеров и гор (в нижней части рисунка)

вергался удару гигантских метеоритов (планетезималей). Подобные кратеры размером до 350 км (которых было насчитано до восьми) имеют ту же структуру или строение и образуют своеобразные бассейны, залитые вокруг лавой. На рис. 3 виден далее холмистый рельеф высотой до 3 км и равнины, напоминающие лунные моря. В основании холмы шире, чем на Луне. Наконец, мы замечаем на фотографиях линейные горы, или, лучше сказать, уступы или гряды, чего не встречается на Луне и Марсе (рис. 4). Происхождение их связывают с тектоникой, сжатием планеты и т.п. Этот рельеф – гряды, горы – американские ученые называют скопами.

МАРС

Изучение поверхности Марса имеет длительную историю, однако только в наше время удалось получить большое количество фотографий и рассмотреть рельеф поверхности Марса ("Маринер-9") [7–9]. Известно, что на Марсе имеется заметная атмосфера, содержащая главным образом CO_2, в среднем составляющая $\sim 0{,}01$ давления атмосферы Земли (около 5–6 мбар с небольшими флуктуациями). Отмечают незначительное количество паров воды, особенно в районе полюсов. Неясно, какой процесс поддерживает равновесие CO_2 в атмосфере Марса – вулканическая деятель-

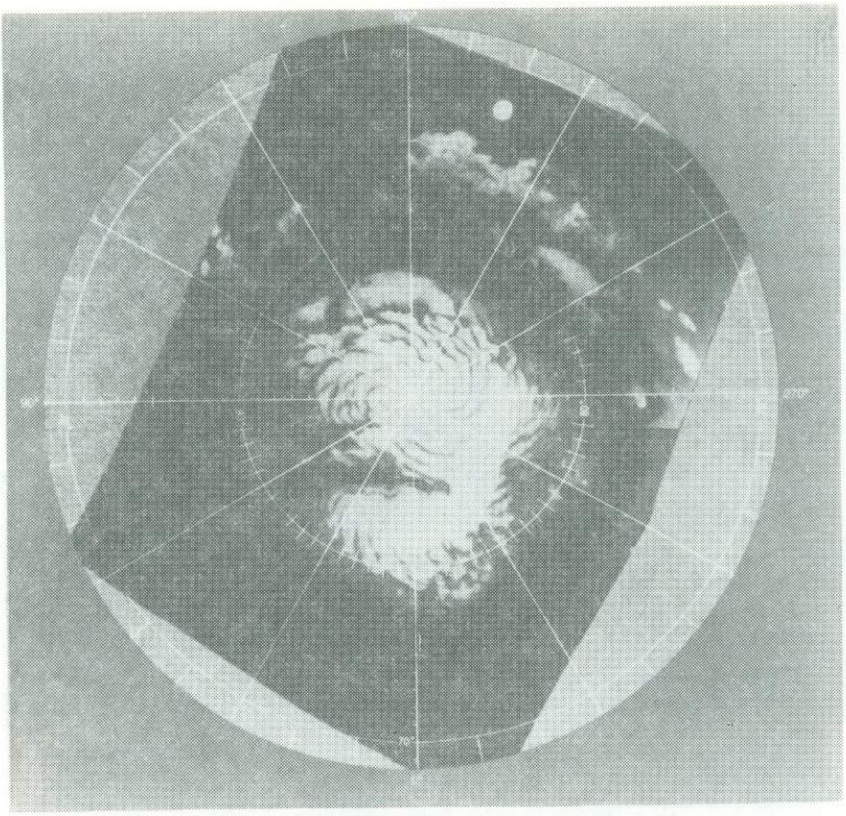


Рис. 5. Северный полюс Марса. Шапка льда
Видны террасы, возможно образовавшиеся вследствие различных температур таяния твердых углекислоты и воды

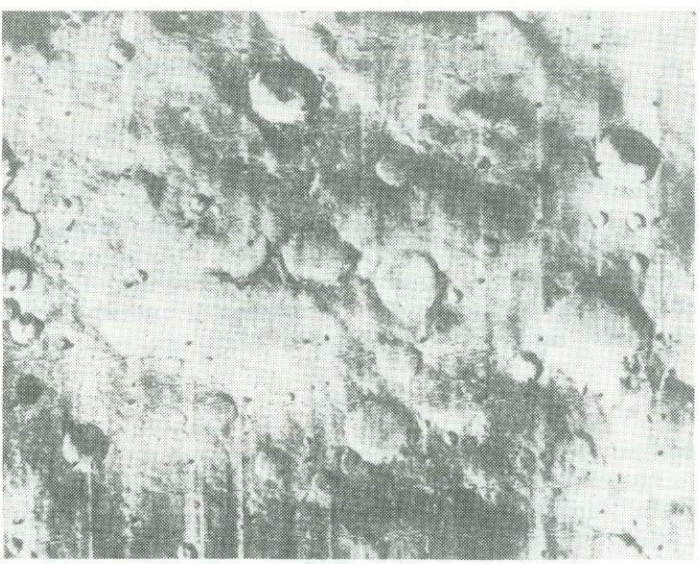


Рис. 6. Типичное кратерное поле на Марсе
Кратеры разного возраста до 165 км в диаметре

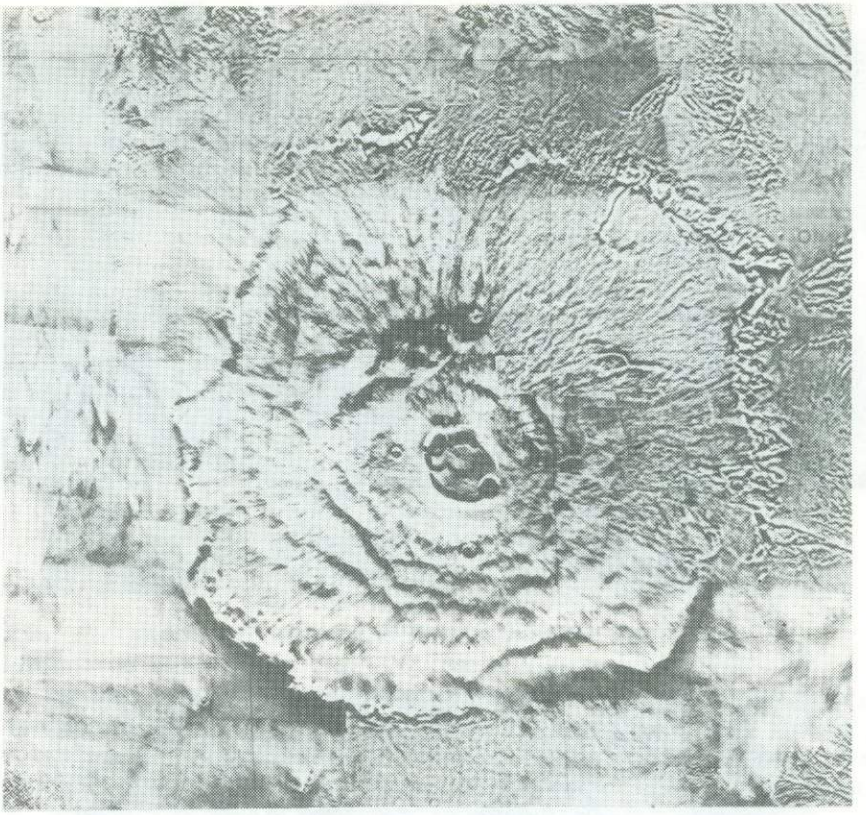


Рис. 7. Большой вулканический кратер на Марсе (180° с.ш., 133° з.д.) с диаметром 500 км и высотой около 29 км

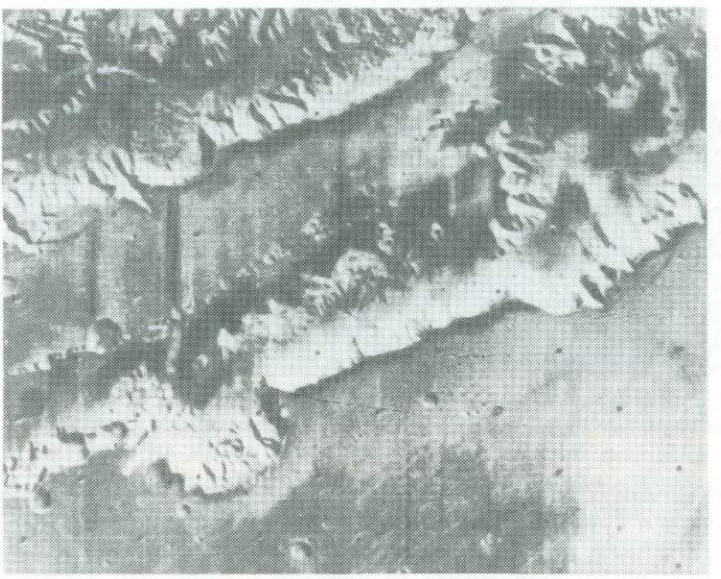


Рис. 8. Два параллельных каньона на поверхности Марса (5° ю.ш., 86° з.д.) Снимок дает картину части каньона (440 км)

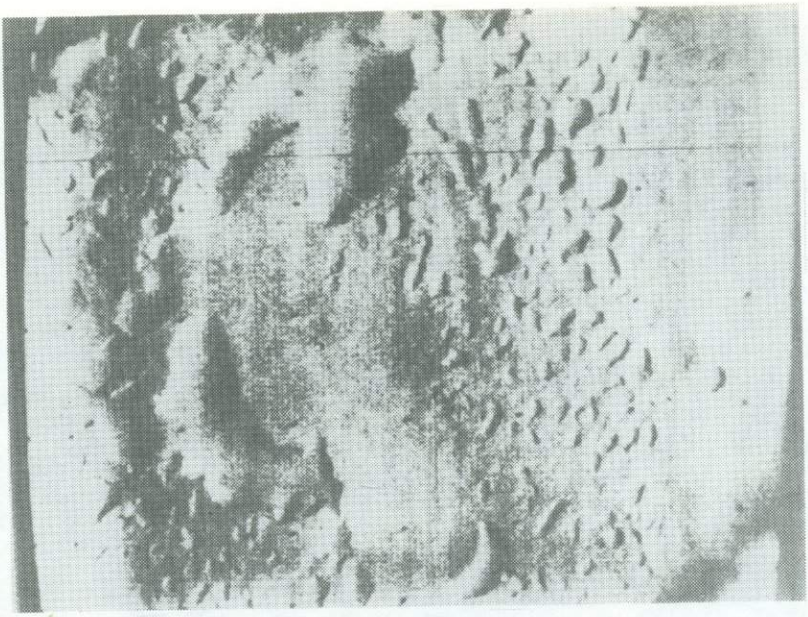
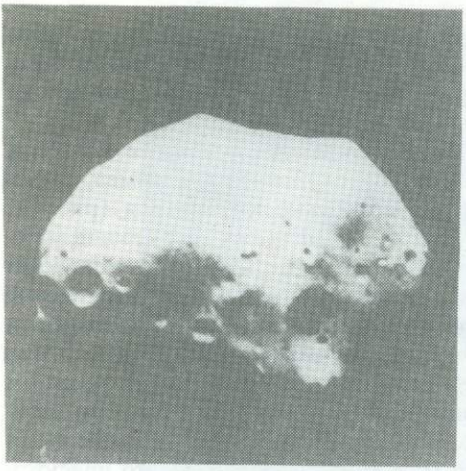


Рис. 9. Вид сложной (хаотической) поверхности на Марсе

Рис. 10. Дюнное поле на Марсе (47° ю.д., 330° з.д.) площадью 130×65 км
Параллельные холмы (барханы) находятся на расстоянии 1–2 км друг от друга

ность или деятельность живых организмов. Наблюдается изменение окраски поверхности – сезонное и суточное; обнаружены облака разной окраски (бесцветные, голубые и желтые), причем желтые, возможно, – тонкая пыль и т.п. Вероятно, пары воды под солнечными лучами разлагаются на водород и кислород; на полярных шапках имеется лед. Эти ледники, как, например, на Северном полюсе, никогда не исчезают, а лишь при испарении воды или CO_2 сокращаются, образуя террасы, окрашенные



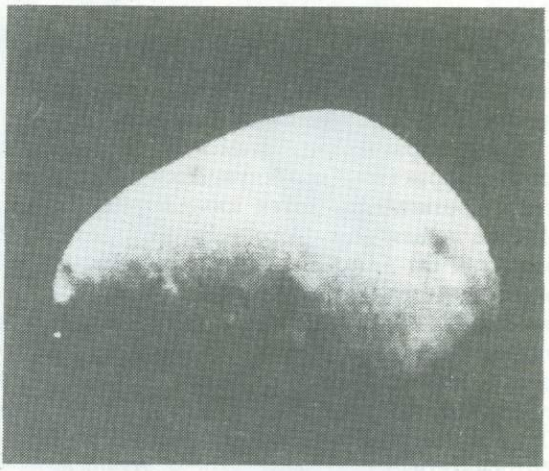


Рис. 11. Фотография Фобоса, спутника Марса
Видны кратеры с диаметром до 300 м

Рис. 12. Фотография Деймоса, спутника Марса
Видны старые кратеры с диаметром до 2 км

частично пылью в темные цвета (рис. 5[2]). Образование таких террас позволяет предположить, что на полюсах скапливаются лед и CO_2 и вследствие испарения (вначале CO_2, а затем H_2O, при – 60 – –70 °С) образуется подобный рельеф. Многие ученые допускают, что на Марсе имеется область "вечной мерзлоты", как на Земле. В течение дня происходит оттаивание; ночью вода замерзает. Эта очень важная проблема воды на Марсе в значительной мере определяет возможность существования жизни.

На поверхности Марса действуют ураганные ветры – пылевые штормы. Интересно, что особенно интенсивно они действовали в периоды великого противостояния Марса в 1939, 1950, 1971 гг., причем преобладали западные ветры (скорость 150–300 км/ч). Причина ураганных ветров заключается в перепадах температуры на поверхности планеты. Ветер поднимает огромное количество пыли – частиц пород размером 10–200 мкм и более, при этом, вероятно, более тяжелые частицы песка, двигаясь по твердой поверхности Марса, вызывают образование золового рельефа – ряби, дюн и огромных многочисленных рядов дюн-барханов в сотни метров высотой, с расстояниями между ними до 2 км (см. рис. 10). Темная окраска территории Марса, возможно, обязана слоям этой пыли. Таким образом, как мы сейчас увидим, роль ветра на Марсе очень значительна в образовании и морфологии рельефа.

Переходя к твердой поверхности Марса, прежде всего можно заметить тот же лунный ландшафт (рис. 6), хотя крупных кратеров меньше, чем на Луне (рис. 7). Кора Марса или континенты в Южном полушарии по высотам превышают на 2–3 км плоскогорье Северного полушария; на Марсе морей (темноокрашенных, как на Луне) или континентов (более светлых) нет; несколько другая и морфология деталей рельефа поверхности Марса. Здесь темные плоскогорья и светлые бассейны. Большие вулканические кратеры плоскодонные, а малые – чашеобразные. Размер первых – многие сотни километров. Форма кратеров на Марсе иная, чем на Луне, склоны небольшие (в среднем 10°). Многие из больших кратеров потеряли края, кое-где в них сохранились центральные горки, замечается их бо́льшая горизонтальная распределенность, чем на Луне. Вокруг кратеров валы кольцевой структуры. Все это вместе указывает, что на Луне более молодой рельеф.

На Марсе действовала эрозия поверхности под влиянием тепловых колебаний, штор-

[2] Рис. 5–12 взяты из монографии: Mars. As Viewed by "Mariner-9". Washington: NASA, 1974.

мовых ветров и, вероятно, силы тяжести планеты (плотность 3,95 г/см^3). Большие круглые бассейны – светлые, подобно равнинам Эллада, Аргир, Исиды окруженные валами, – вероятно, древнейшие структуры Марса, возникшие, как предполагает часть ученых, в результате удара планетезималей в процессе аккреции планеты. Сейчас они эродированы, превращены в пустынные территории, бассейны.

Очень характерным элементом поверхности Марса являются огромные каньоны, каналы, фрактуры, протянувшиеся на тысячи километров, с шириной (например, каньонов), достигающей сотен километров и глубиной в несколько километров (рис. 8). Многие детали подобного рельефа напоминают высохшие русла рек, сносившие материал как бы в бессточные области. Местами образуются сочетания причудливых форм рельефа, нередко обозначаемые хаотическими территориями (рис. 9). Сложный рельеф поверхности Марса возник в результате тектонической и вулканической деятельности, ударов метеоритов и действия ветра (рис. 10), температурной качки и, наконец, наличия, хотя и маломощной, атмосферы и воды. Последние заставляют думать о возможном существовании сегодня, а может быть в прошлом, жизни водно-углеродного типа. Однако отсутствие достаточно заметного количества кислорода в атмосфере исключает фотосинтетическую деятельность. Лучшее, на что можно рассчитывать, – это присутствие сегодня на Марсе анаэробной жизни, поддерживающей углекислотный режим в атмосфере. Что же касается прошлого планеты, то если жизнь существовала в прошлом и прекратилась из-за катастрофы (исчезновение воды и т.п.), остатки должны были сохраниться в рыхлых отложениях Марса.

Удивительное впечатление производят фотографии спутников Марса Фобоса (рис. 11) и Деймоса (рис. 12). Размер первого 20 X 25 км, второго – 10 X 16 км. Очевидно, это астероиды; на них видны кратеры от сотен метров до 2 км в диаметре.

ВЕНЕРА

Еще в 1761 г. М.В.Ломоносов, рассматривая данные по наблюдению Венеры, обратил внимание на присутствие облачного слоя (рис. 13). Только в наше время удалось установить наличие мощной тяжелой атмосферы (глубиной до 60 км) и определить ее состав. Благодаря полетам автоматических станций "Венера" (4–8) [3, 4, 14] установлено, что главную массу атмосферы составляет углекислота (до 97%) и следы воды (4 мг/л на высоте ~50 км), аммиака ($10^{-1}-10^{-2}$% от концентрации CO_2), азота, кислорода, а также, вероятно, аргона и других инертных газов. За последние годы неоднократно высказывались предположения о возможном присутствии в атмосфере Венеры сернистого газа или серного ангидрида. В ионосфере на высоте ~ 100 км были обнаружены следы фтора, аммиака и других веществ (порядка 10^{-7}% от CO_2). Состав собственно облачного слоя Венеры, который имеет мощность несколько километров, остается неясным. Первичным источником углекислого газа, надо думать, были вулканические газы, содержащие воду и углекислый газ, подобно тому как это происходит на Земле. Общее давление атмосферы на Венере достигает около 90 земных атмосфер; температура атмосферы Венеры с ее глубиной растет и над твердой поверхностью Венеры достигает выше 750 К (рис. 14). Вероятно, первичный состав атмосферы Венеры претерпел эволюцию. Благодаря тому что Венера ближе к Солнцу, чем Земля, ее температура на поверхности выше средней глобальной температуры Земли на 60–70 °С. Как хорошо известно, углекислота имеет характерный спектр поглощения солнечной радиации.

Углекислая атмосфера Венеры действует, подобно стеклу теплицы: солнечная радиация проникает сквозь атмосферу, нагревает поверхность планеты, а тепловой поток, излучаемый поверхностью, поглощается атмосферой. В результате этого происходило разогревание атмосферы Венеры – тепличный эффект. По мере роста температуры атмосферы в нее переходило все больше паров воды, углекислоты и других веществ, и когда температура подошла к ~300 °С на поверхности Венеры, возникли реакции с выделением углекислоты из твердых пород и минералов Венеры, например $CaCO_3 + SiO_2 =$

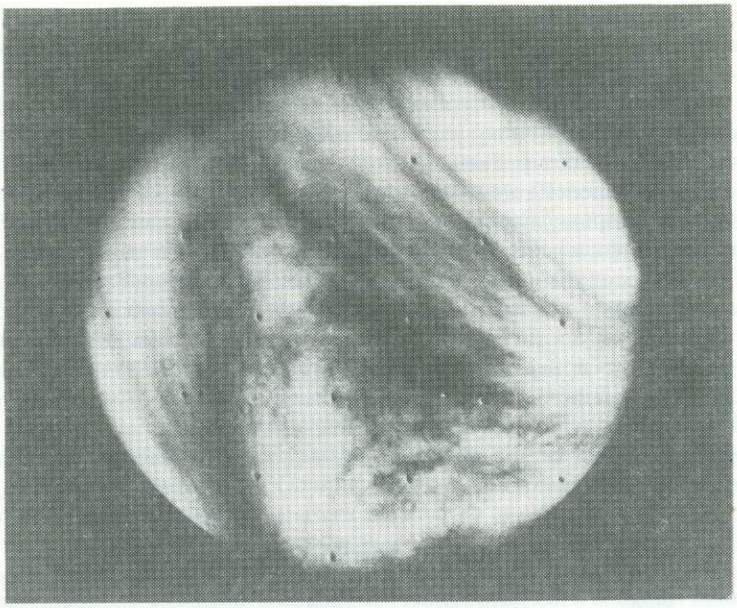


Рис. 13. Фотография облачного слоя Венеры

Видны разрывы (темные облака) в облачном слое (рисунок взят из журнала: Science, 1974. № 4131)

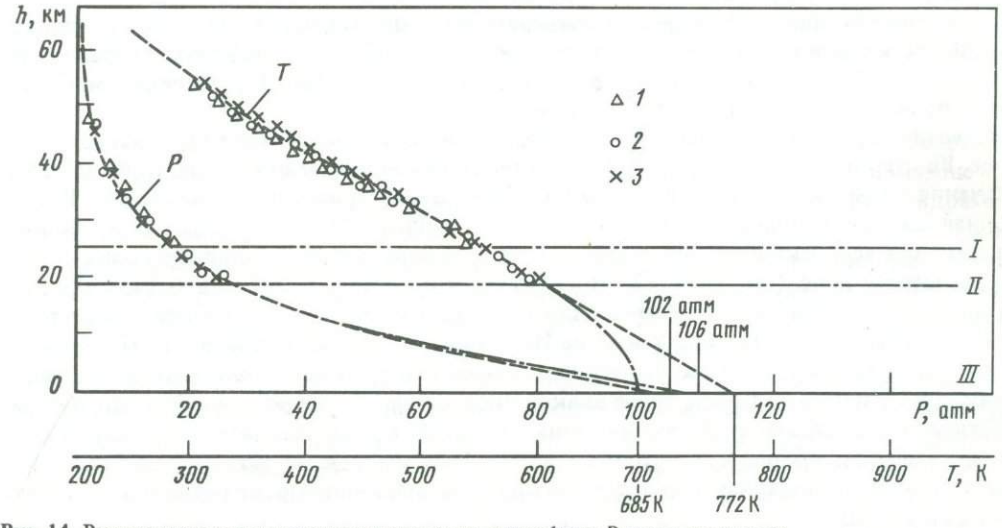


Рис. 14. Распределение температуры и давления атмосферы Венеры по высоте

1–3 – данные, полученные автоматическими станциями "Венера-4", "Венера-5" и "Венера-6" соответственно; *I* – окончание измерений "Венеры-4": *II* – окончание измерений "Венеры-5" и "Венеры-6"; *III* – средний уровень поверхности

$= CaSiO_2 + CO_2$ и др. Количество CO_2, находящегося во всей атмосфере Венеры, одного и того же порядка, что и сумма CO_2 в виде газа в атмосфере, в водных бассейнах и в твердом виде (карбонаты) в земной коре. Первичный состав атмосферы Венеры, вероятно, содержавший не только углекислоту, но и большие количества воды (подобно Земле), изменялся под влиянием солнечной радиации, причем вода разлагалась в конце концов на водород и кислород. Кислород связывался горными породами поверх-

ности планеты, а водород в условиях высокой температуры Венеры быстро диссипировал в космос. Таким образом образовался современный состав атмосферы Венеры. Давление, температура и высокая концентрация углекислоты делают эту атмосферу очень агрессивной средой по отношению к поверхностным горным породам Венеры.

С помощью радиолокационных исследований было показано, что твердая поверхность имеет перепады высот только около 1 км. Вместе с тем на поверхности Венеры удалось обнаружить более 10 кратеров диаметром 33–160 км, однако очень плоских (не глубже 400 м). Первые данные в этом направлении указывают, что Венера имела также лунный ландшафт в виде многочисленных кратеров (в том числе вулканического происхождения), выдувавших углекислоту и воду из недр Венеры. Можно думать, что эрозия и разрушение поверхностных пород из-за высокого нагрева поверхности и агрессивной атмосферы достигла значительного масштаба. Мы с помощью γ-спектрометра, посаженного на поверхность планеты при полете "Венеры-8", в одной точке определили плотность пород (1,5 г/см^3), причем в этой породе содержалось ~4% калия, $2 \cdot 10^{-4}$ урана и $6{,}5 \cdot 10^{-4}$% тория. Это указывает на глубокий метаморфизм первичных магматических пород. Венера не имеет магнитного диполя, возможно из-за своего медленного вращения.

БОЛЬШИЕ ПЛАНЕТЫ. ЮПИТЕР И ЕГО СПУТНИКИ

Удивительная картина строения Юпитера возникла в результате данных, полученных при пролете около Юпитера "Пионера-10" и "Пионера-11". Атмосфера Юпитера содержит главным образом 83% водорода, 17% гелия и около 1% других летучих веществ. Глубина атмосферы 1100 км. Красное пятно – вихревое образование, возвышающееся над облаками на 9 км. Были обнаружены другие пятна (черное с противоположной стороны планеты и другие красные пятна). Под облачным слоем находится жидкий водород (на глубине ~1100 км при температуре 2000 °С). На глубине 3300 км и давлении 90 000 земных атмосфер жидкий водород имеет плотность, равную 1/4 плотности воды (T = 5500 °С). На глубине 28 000 км температура ~11 000 °С, давление 3 млн атм, и жидкий водород превращается в металлический водород.

В центре ядро имеет температуру ~30 000 °С, и допускают, что эта температура была выше. Юпитер излучает в 1–3 раза больше тепла, чем получает от Солнца. Радиационное излучение содержит частицы высоких энергий, зарегистрированные на Земле. Радиационная доза с поверхности Юпитера $4{,}9 \cdot 10^3$ рад плюс $2{,}9 \cdot 10^6$ рад за счет протонов. Эта доза для человека летальна, особенно протонная радиация. Юпитер имеет значительное магнитное поле (см. табл. 2), что указывает на металлическое ядро (водород, но без электронов). Очень интересен состав газов на трех больших спутниках Юпитера – Европе, Ганимеде, Каллисто, а также на Ио – они имеют малую плотность (см. ниже). Можно думать, что Ио и Европа состоят главным образом из силикатного вещества, а Ганимед и Каллисто обладают более низкой плотностью. Ио имеет атмосферу до 700 км. Собственно атмосфера представлена тонким слоем с содержанием водорода, азота, натрия, кальция, аммиака (в космосе натрия 10^{11} см$^{-3}$ и на Ио 10^{13} см$^{-3}$). На Ганимеде открыты полярная структура и крупные метеоритные кратеры (на юге), возможна атмосфера.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Итак, в результате краткого изложения химии планет мы можем подвести итоги наших знаний; они будут касаться главным образом планет земного типа и Луны. Абсолютный возраст планет оказался близок или одинаков и составляет ~$4{,}6 \cdot 10^9$ лет. Поверхность всех планет земного типа имеет характер лунного ландшафта с теми или иными морфологическими особенностями и различными степенями эрозии. Она обнаруживается у Меркурия, Марса, Венеры, Земли и на спутниках Марса и Юпитера.

Наиболее распространенными деталями рельефа планет являются кратеры различных размеров вулканического и ударного происхождения. Интенсивный магматический процесс на Луне закончился к 3–3,5 млрд лет, как, вероятно, и на других планетах. Имели место столкновения крупных астероидов (планетезималей) с планетами, которые вызвали образование морей на Луне, бассейнов на Марсе и аналогичных образований на других планетах. Эти процессы вызвали образование коры планет в результате прежде всего выплавления легкоплавкой фазы из ультраосновного субстрата метеоритного характера – габбро-базальтов. Дальнейший процесс дифференциации привел к обогащению силикатного вещества полевошпатовой молекулой вплоть до образования, по существу, мономинеральной полевошпатовой породы – анортозита, что имеет место на Земле и Луне и косвенно (характер рельефа, альбедо и др.) указывает на подобный характер образования кор и на других планетах.

Аккреция, интенсивная бомбардировка планет мелкими космическими телами продолжались в период образования кор и являются характерной особенностью жизни планет первого миллиарда лет (импактный период). Вероятно, первичные атмосферы планет напоминали газы вулканов (CO_2, CH_4, H_2O, пары серы и др.), и затем в силу разных причин расстояние планеты от Солнца, ее температура, масса, образование биосферы и т.д. претерпели эволюцию, т.е. легкие газы были потеряны, а тяжелые сохранились. Внутри планет земного типа находится тяжелое ядро железоникелевого сплава. Отношения массы ядра к массе остаточной силикатной фазы у планет несколько варьируют.

Утверждение, что ядро планет состоит из металлического сплава железа, основано на излучении металлического железоникелевого сплава во всех классах метеоритов. Оно очень однообразно по составу, постоянно содержит ~15–20 примесных элементов, которые, как мы показали ранее [1], в протопланетном облаке находятся в виде металлических ионов, растворяющихся в парах металлического железа (золото, кобальт, никель, платиноиды и др.). Метеоритное железо имеет полиморфное строение – две фазы: камасит (бедный никелем) и тэнит (богатый никелем). Подобный сплав не удавалось получить на Земле в обычном металлургическом процессе. Мы показали, что обе фазы металлического железа образуются непосредственно из горячих паров железа и никеля [2].

Представляется, что первичная солнечная туманность занимала пространство от орбиты Меркурия до астероидного пояса и составляла массу вещества меньше 0,1% массы Солнца [14]. Планеты земного типа с металлическими железными ядрами не могли быть образованы непосредственно из среднего первичного состава солнечного протопланетного облака, так как в нем для ядер планет не доставало железа. Так, например, в метеоритах (хондритах) имеется ~10% металлического сплава железа и 14% окиси железа. Земля содержит в ядре ~32% металлического сплава железа, а вся планета свыше 41% железа (в разных формах) от массы планеты и т.д. [3].

Следовательно, до образования планет с ядрами из металлического железа в протопланетном облаке должны существовать процессы гравитационного перераспределения вещества и образования фаз или областей с высоким содержанием металлического железа. Подобная гравитационная сепарация и накопление металлического железа в силу его особых свойств (теплопроводность, вязкость, магнитность и др.) по сравнению с силикатами и другими фракциями облака быстро произошла в области внутреннего края протопланетного облака, обращенного к Солнцу, где накапливались массивные фрагменты железа. Вследствие этого в области внутреннего края облака впервые произошло распадение вращающегося кольца облака в силу его ротационной неустойчивости на сгущения металлических ядер, которые явились центрами аккреции силикатного вещества облака, т.е. образования планет земного типа.

Таким образом, дальнейшая дифференциация вещества мантии Земли и других планет на оболочки происходила на фоне существовавшего металлического ядра планеты.

Наконец, несколько слов об образовании Луны. Силикатная фаза протопланетного облака создавала возможность не только образования из нее вещества мантии планет

с железным ядром, но и безъядерных (в смысле отсутствия металлического железного ядра) малых космических тел.

Ниже показана плотность малых космических тел – спутников и астероидов:

Небесное тело	Плотность, г/см^3
Луна	3,34
Спутники Юпитера	
Ио	3,22
Европа	3,03
Ганимед	2,0
Каллисто	1,48
Титан (спутник Сатурна)	2,32
Метеориты-хондриты (средние)	3,58–3,60

Действительно, Луна, большие астероиды, спутники планет имеют плотность, как правило, не выше плотности каменных метеоритов-хондритов и даже ниже. Подобные тела в силу гравитационного взаимодействия в протопланетном облаке медленно росли и не могли достигнуть размеров планет с металлическими железными ядрами. Луна образовалась где-то вблизи Земли и находилась под ее эгидой. Земля угнетала ее рост, а затем совершенно его прекратила. Все легкие газы, и водород в том числе, с планет непрерывно диссипировали за пределы астероидного пояса и конденсировались при очень низких отрицательных температурах в сгущении – большие планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Высокотемпературные протопланетные процессы // Геохимия. 1971. № 11. С. 1283–1296.
2. *Виноградов А.П.* Образование металлических ядер планет // Там же. 1975. № 10. С. 1427–1431.
3. *Виноградов А.П., Маров М.Я., Сурков Ю.А.* Исследование атмосферы Венеры на советских автоматических станциях "Венера-4", "Венера-5" и "Венера-6" // Там же. 1972. № 4. С. 387–401.
4. Космохимия Луны и планет: Тр. Советско-американской конф. по космохимии Луны и планет. М.: Наука, 1975. 764 с.
5. Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974. 624 с.
6. Lunar Sciences VI – Abstracts of papers Lunar Sci. Conf. March 17–21, 1975. Houston: The Lunar Sci. Inst. and Johnson space center, 1975. Pt 1, 2. 933 p.
7. Mars: As viewed by "Mariner-9". Wash. (D.C): NASA. SP-329, 1974.
8. *Masursky H., Arthur D., Batson R.* et al. The new "Mariner-9" map of Mars // Sky and Telescope. 1972. Vol. 44, N 2. P. 77–82.
9. *McCauley J.E., Carr M.H., Cutts J.A.* et al. Preliminary "Mariner-9" report on the geology of Mars // Icarus. 1972. Vol. 17, N 2. P. 289–326.
10. Mercury: Office of Public Information jet Propulsion on laboratory California Institute of Technology. Houston: NASA, 1974.
11. Mercury // Science. 1974. Vol. 185, N 4146. P. 141–184.
12. *Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P., Whang Y.C.* Magnetic field of Mercury confirmed // Nature. 1975. Vol. 255, N 5505. P. 204–205.
13. The Venus atmosphere / Ed. R. Jastrow, S.I. Rasool. N.Y.: Gordon and Breach. Publ., 1969. 614 p.
14. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Kirnosov F.F.* The content of uranium, thorium, and kalium in the rocks of Venus as mercured by "Venera-8" // Icarus. 1973. Vol. 20. P. 253–259.

ОБРАЗОВАНИЕ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ЯДЕР ПЛАНЕТ*

За последние годы мне неоднократно приходилось встречаться с проблемой образования металлических ядер планет нашей Солнечной системы [1, 2]. Здесь мне хотелось бы кратко, но более систематически изложить свою позицию.

Так, Земля имеет ядро металлического характера. Естественно было предположить, что состав вещества ядра планеты отвечает составу железных метеоритов или металлической фазе каменных и железокаменных метеоритов. Как хорошо известно, металлическое железо метеоритов представляет собой сплав железа, никеля и ряда других постоянно присутствующих элементов–примесей сидерофильного характера. Земля содержит в ядре до 32% металлического железа, а вся планета содержит в разных формах железа свыше 41% от массы планеты. Поэтому указанное выше предположение тем более было правомочно, так как средний состав каменных метеоритов (содержащих ~10% металлического железа и ~14% железа в других формах) близок или идентичен среднему составу вещества Солнца. Все это достаточно известно.

Вместе с тем за последние годы появились гипотезы о том, что ядра планет земной группы могут содержать, например, сжатый H_2, гидриды Si и другие вещества. Однако опыты с ними – сжатия под ударом до давлений 10^6 бар – не давали соответствующего скачка плотности (ядро Земли имеет плотность 8–11 г/см^3). Вероятно, эти опыты будут продолжаться и дальше.

И прежде чем подойти к кардинальному вопросу, а именно о способе образования Fe-Ni металлических ядер планет земной группы, совершенно необходимо хотя бы кратко напомнить об уникальных свойствах металлического железа метеоритов.

Железо в металлической фазе метеоритов, в том числе и каменных метеоритов, встречается в виде двух полиморфных разностей – низкотемпературной фазы с малым содержанием Ni (~6%). так называемого α-Fe, или камасита, и образующегося при более высокой температуре в двухфазной области диаграммы состояния железоникелевого сплава γ-Fe, или тэнита (Ni от 8 до 30–50%). Хочу обратить внимание, что металлическая фаза каменных метеоритов (хондритов) также содержит обе разности – камасит и тэнит, как мы показали ранее [4, 5]. Конечно, в свете проблемы способа образования ядер планет нам не безразличны причины, которые приводят к образованию подобного рода состава метеоритного металлического железа.

Среди гипотез, объясняющих происхождение подобных структур, пользовалась известным вниманием "диффузионная гипотеза" [8]. Идея ее состояла в том, что в металлургическом железе в космических телах лунных размеров происходила диффузия Ni в одну сторону, а Fe – в другую в течение длительного процесса остывания ядра планеты, при скорости остывания ~1 °С в миллионы лет. Затем имело место соударение лунного тела с другим и гибель лунного тела. Так появилось по этой гипотезе метеоритное железо. Иными словами, все метеоритное металлическое железо прошло планетарную стадию. Я уже не говорю о том, что погибающие гипотетические Луны с Fe-Ni ядрами должны были обладать строгими граничными условиями по составу, размерам, тепловому балансу, времени жизни и т.д.[1]

---

*Геохимия. 1975. № 10. С. 1427–1431.

[1] Мы не можем в настоящее время указать космическое тело (астероиды) лунных размеров с ядром из металлического Fe.

Противоречить этой гипотезе стали и многие другие факты, например присутствие в металлическом метеоритном железе минералов – тридимита и др., которые выдерживают давление не свыше 3 кбар; каменные метеориты в процессе агломерации из пылевого протопланетного облака не испытывали высоких температур и т.д. Но самая сильная аргументация состоит в том, как мы экспериментально показали [4, 5], что обе разности металлического метеоритного железа, камасит и тэнит, одновременно и непосредственно образуются из паров Fe и Ni при их конденсации. Поэтому естественно поставить вопрос: почему этот процесс не мог иметь место и в протопланетном облаке?

Еще несколько слов о более полном составе металлического метеоритного железа. В нем постоянно встречается повышенная концентрация (в тысячи раз по сравнению с силикатной фазой) определенного характерного набора элементов-примесей: Ni, платиноидов, Co, Au, Mo, Ga, Ge и других (15–20) элементов. Это относится как к металлическому сплаву железных метеоритов, так и к металлической фазе каменных метеоритов, что указывает на их идентичное происхождение. В железе способны растворяться многие химические элементы. Однако в метеоритном железе находится в повышенной концентрации, как мы только что заметили, ограниченный набор элементов-примесей. Это обстоятельство было объяснено нами зависимостью от парциального давления O_2 (или H_2O/H_2) в облаке, при котором происходит в определенных условиях окисление того или иного элемента. Так, например, такие широко распространенные элементы, как Ti, V, Mn, Cr и др., легко окисляются при малом парциальном давлении O_2, и потому они не входят в Fe-Ni сплав. Те же элементы, которые окисляются при давлении O_2 выше, чем необходимо, для перехода $Fe \rightarrow FeO$, концентрируются в металлическом сплаве железа, например такие редкие элементы, как Ga, Ge и др. (см. подробно [3]). Все это вместе прямо указывает, что Fe-Ni сплав конденсировался непосредственно из протопланетного облака, растворяя в своих парах или жидкостях определенные сидерофильные элементы.

Каким же путем Fe-Ni металлический сплав оказался в центре планет земного типа? Довольно широко распространенное представление об этом процессе сводилось к тому, что в какой-то момент истории планеты при температуре плавления Fe из поверхностных и других областей Земли металлическое Fe проникало к центру Земли, а силикатное вещество из центра планеты переместилось к поверхности планеты или в мантию.

Однако расчеты показывают, что если воспроизвести подобный процесс дифференциации первичного гомогенного вещества протопланеты, т.е. выделения металлического железа в центр планеты (каким бы способом при этом оно не образовалось), температура процесса достигает свыше 3000 °C. Способа отвода тепла неизвестно. Подобных же температур Земля в целом при дифференциации ее на оболочки никогда не испытывала. Иначе бы все газообразные вещества из недр Земли – H_2O, CO_2, H_2S и многие другие – давно бы отлетели. Между тем, как хорошо известно, во все эпохи развития Земли в процессе вулканизма и магматизма выделились и выделяются до сих пор огромные массы этих летучих.

За последнее время участились попытки представить образования металлических ядер планет путем восстановления окисей железа (Fe_2O_3, FeO) газообразными веществами H_2, Co и др. в процессе становления планеты. Но, во-первых, содержание металлического железа в первичном протопланетном облаке и тем более окислов железа очень мало по сравнению с содержанием металлического Fe в зрелой планете. Во-вторых, в окислах железа указанные выше сидерофильные элементы Ni, Pt и др. не концентрируются [6], наоборот, нередко окиси Fe сопровождаются окисями V_2O_3, MnO, TiO_2. Иными словами, при восстановлении окисей Fe и получении металлического Fe мы уже не встретимся в нем с высокой концентрацией сидерофильных элементов – Ni, Pt и т.д. Но подобное "чистое" металлическое железо в природе неизвестно (кроме антропогенного). Оно не встречается и среди метеоритов.

Единственная возможность образования металлического Fe-Ni ядра в планетах земной группы могла возникнуть только в протопланетной туманности, при формирова-

нии планетных сгущений, так сказать, в голове процесса. Если бы мы формировали земные планеты и их ядра из каменных метеоритов–хондритов, то заметили бы, что они приносят лишь 10% металлического сплава, и необходимо было бы откуда-то получить дополнительную массу металлического Fe. Следовательно, в протопланетной туманности образованию планет с Fe-Ni ядрами должны были предшествовать какие-то процессы перераспределения первичного солнечного вещества (отвечающего составу хондритов) и появления в нем фаз или областей с высоким содержанием металлического Fe-Ni, из которого можно было бы построить планету с металлическим ядром.

Представляется, что первичная солнечная туманность занимала пространства от орбиты Меркурия до астероидного пояса. Она вращалась в одном направлении и составляла массу меньше 0,1% массы Солнца, имея форму плоского кольца – диска. В протопланетном облаке – кольце – происходили последовательно развивающиеся разнообразные процессы, которые имели основную тенденцию к сжатию кольца. Это сопровождалось понижением его температуры. Нас особенно интересует тот момент в истории протопланетного облака, когда его температура опустилась ниже температуры конденсации паров Fe и других сидерофильных элементов, т.е. достигла значений в пределах 5000–1500 °С. Сжатие сопровождается изменением агрегатного состояния вещества протопланетного облака. Из газообразного облака оно превращается в газопылевое облако. Причем температура твердых частиц резко отличается от газовой. Твердые частицы имели температуру на 200–300 °С ниже, чем газы [7]. Конденсация и кристаллизационный рост частиц изменял плотность вещества, дифференцировал туманность на области. Тяжелые частицы металлического железа перемещались к внутреннему (обращенному к Солнцу) краю облака, где и накапливались. Наоборот, легколетучие вещества, газы диссипировали к внешнему краю туманности в сторону больших планет, где и конденсировались.

Далее нам представляется, что основная масса вещества протопланеты, богатая силикатами, конденсировалась в широких пределах туманности или облака. Необходимо сказать несколько слов о кардинальном различии поведения в протопланетном облаке частиц металлического Fe и частиц силикатной массы. Пары железа захватывали все растворяющиеся в нем сидерофильные элементы. Твердые частицы железного сплава при соударении легко сплавлялись из-за хорошей теплопроводности, вязкости и очень быстро увеличивались в размерах. Напомним, что железные метеориты с крупными монокристаллами Fe падают и сегодня на Землю с массой в сотни тонн. Силикаты Mg, Ca и другие фазы – значительно более хрупкие и менее прочные частицы – легко дробились. Достаточно напомнить, что кусочки хондритов при сжатии их рукой рассыпаются из-за крупитчатого строения. Каменные метеориты падают на Землю массами всего в десятки килограмм. Таким образом, вблизи внутреннего края облака происходил основной процесс гравитационного разделения массивного Fe сплава от силикатных и т.п. легких пылинок. Именно здесь на внутреннем крае облака благодаря аккреции крупных фрагментов железного сплава впервые нарушалось ламинарное круговое вращение вещества протопланетного облака, обогащенного в силу указанных свойств металлическим Fe. Этому способствовали в определенную стадию развития процесса в облаке магнитные свойства железа. Именно в области внутреннего края облака имело место наиболее интенсивное магнитное поле. Таким образом, соударение крупных фрагментов железного сплава на внутреннем крае облака и быстрый их рост первично создали нарушение ротационного движения, что несколько позже произошло и в соседних областях облака. Это привело к образованию нескольких массивных металлических железных ядер, различных по масштабам. А дальше эти ядра в силу возникших гравитационных условий, взаимодействия с веществом облака явились центрами аккреции так называемого силикатного вещества, что привело в конечном счете к образованию планет земного типа нашей Солнечной системы.

При агломерации разных фаз силикатного вещества образовались, с одной стороны, вещество мантии планет земного типа, с другой – вещество каменных метеоритов. Некоторое разнообразие их состава естественно зависело от H_2O/H_2 (или парциального

давления O_2), температуры и других условий в различных областях облака. Аккреция планет продолжалась длительное время. Уже после того как планеты вторично разогрелись теплом радиоактивного распада и были выплавлены базальтовые коры планет, еще некоторое время интенсивно продолжалось падение вещества – метеоритов и метеоритной пыли на поверхность кор планет, образуя их лунные ландшафты. Я бы назвал эту эпоху "импактной".

Агломерация и аккреция так называемого силикатного вещества, как мы уже сказали, положили начало образованию вещества мантии планет с металлическими ядрами и вещества каменных метеоритов. Больше того, эта фракция протопланетного облака могла образовать не только каменные метеориты, но и малые планеты без металлических ядер, которые заняли место главным образом в астероидном поясе (масса всех астероидов, правда, невелика: ~10% массы Земли). Действительно, плотность этих малых планет, как и многих спутников планет земного типа, не выше плотности каменных метеоритов (3,6–3,8 г/см^3; у Луны 3,34 г/см^3) [4]. Такие планеты в силу гравитационного взаимодействия в протопланетном облаке медленно росли и не могли достигнуть размеров планет с металлическими железными ядрами.

Итак, кратко наши выводы сводятся к следующему. Планеты земного типа с металлическими железными ядрами не могли быть образованы непосредственно из среднего первичного состава солнечного протопланетного облака, так как в нем было недостаточно Fe для планет, их ядер. Гравитационная сепарация и накопление металлического железа в силу особых его свойств по сравнению с силикатными и другими фракциями облака быстро произошли в области внутреннего края протопланетного облака, обращенного к Солнцу, где происходило накопление массивных фрагментов Fe. Вследствие очень быстрого образования крупных фрагментов металлического железного сплава в области внутреннего края облака здесь впервые произошло распадение вращающегося кольца облака в силу его ротационной неустойчивости на сгущения – металлические ядра, которые явились центрами аккреции силикатного вещества облака, т.е. центрами образования планет земного типа. Таким образом, дальнейшая дифференциация вещества мантии Земли, на оболочки шла на фоне существующего металлического ядра планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Пути развития геохимии // Вестн. МГУ. 1955. Т. 5, вып. 4/5. С. 169–184.
2. *Виноградов А.П.* О происхождении вещества земной коры // Геохимия. 1961. № 1. С. 3–29.
3. *Виноградов А.П.* Высокотемпературные протопланетные процессы // Там же. 1971. № 11. С. 1283–1296.
4. *Виноградов А.П.* Металлическая фаза метеоритов и планет // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 4. С. 8–15.
5. *Виноградов А.П., Кунин Л.Л., Ильин Н.П., Велюханов В.П.* Моделирование процесса дифференциации железа и никеля на фазы в метеоритах // Геохимия. 1975. № 5. С. 643–652.
6. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ганиев А.Г.* и др. Распределение платиноидов и золота между разными фазами метеоритного вещества. 2 // Там же. 1973. № 7. С. 963–974.
7. *Ahrenius G., Alfvén H.* Fractionation and condensation in space // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 10, N 2. P. 253–267.
8. *Goldstein J.I., Axon H.J.* The Widmanstätten figure in iron meteorites // Naturwissenschaften. 1973. Bd. 60, N 7. S. 313–321.

ВЕЩЕСТВО МЕТЕОРИТОВ*

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Вещество метеоритов хранит признаки своего происхождения. В нем "записаны" космические события за огромный интервал времени – от допланетной стадии и далее в течение миллиардов лет их жизни в космосе и до наших дней.

Вещество каменных, железных и смешанных метеоритов с конца прошлого века непосредственно сопоставлялось с веществом горных пород из разных оболочек нашей планеты. Но чем глубже изучается метеоритное вещество, тем мы дальше уходим от привычных нам земных представлений о тех процессах, которые его создали.

Если отвлечься от некоторых удивительных форм метеоритов – в виде кольца (атаксит Tucson) с отверстиями, с раковистой поверхностью или метеоритов, содержащих своеобразные кристаллические включения, например металлическая пластинка в хондрите Тимохина и т.п., – то можно считать, что обычно метеориты имеют вид более или менее крупных угловатых обломков разной формы. При пролете через атмосферу они оплавляются и приобретают своеобразный рельеф на своей поверхности, кору плавления, а иногда даже оттачиваются до формы конуса. Как правило, особенно каменные метеориты от удара о плотные слои атмосферы Земли раскалываются. Вследствие этого в их кусках возникают свежие трещины, зоны дробления и даже происходят полиморфические превращения, например графита в мелкие алмазы [7, 86], а в горных породах метеоритных кратеров, в свою очередь, от ударного давления возникают более плотные модификации кварца, который переходит в коэсит и даже в стишовит.

Каменные метеориты[1] имеют плотность меньше, чем горные породы Земли, с которыми их обычно сравнивают, а пористость, например, углистых метеоритов достигает ~20%. Это указывает на образование их вне значительного поля тяготения. Встречаются каменные метеориты (хондриты и ахондриты), как бы сложенные из кусков светлого и темного вещества (Таблица II, *1*). Граница между ними довольно резкая, но неровная. Темное вещество более плотное, более мелкозернистое, а в светлом веществе больше хондр, но плохо очерченных. Известно до двух десятков подобных метеоритов, например каменный метеорит Cumberland Falls – темный энстатитовый хондрит внедрен в светлое вещество энстатитового ахондрита (обрита) [82]. По химическому составу светлое вещество почти не отличается от темного. Вероятно, темный цвет обусловливается нахождением здесь непрозрачных минералов и, может быть, углерода [80]. Но что удивительно – у одного и того же метеорита светлое вещество резко отличается от темного по содержанию изотопов нейтральных газов. Светлое вещество содержит их очень мало, а темное – во много десятков и сотен раз больше [80].

Далее нужно вспомнить еще об одном важном факте – о брекчиевой структуре многих типов метеоритов. Это очень важно. Подобные каменные метеориты состоят либо

*Доложено 14 июля 1965 г. на пленарном заседании XX Международного конгресса по теоретической и прикладной химии (IUPAC) (Геохимия. 1965. № 11. С. 1275–1312).

[1] На Землю падает, помимо метеоритов, космическая пыль – вещество метеоритов, комет. Неясным остается вопрос о тектитах, их происхождении. Они имеют кислый состав (близкий к риолитам) с большим содержанием K и обычным для кислых пород содержанием U, Th и др. В них были найдены сфероиды металлического сплава Fe-Ni и не было обнаружено ^{26}Al и других космических продуктов. Поэтому их происхождение ограничено областью Земля–Луна [30, 133, 134].

из многих угловатых обломков зернистого вещества, либо из мелких острых обломков минералов (Таблица II, *2, 3*).

Причем эти обломки могут состоять из того же вещества, из которого сложен весь метеорит (мономиктные брекчии), либо могут быть представлены фрагментами разных типов метеоритов (полимиктные брекчии) [144]. Среди хондритов амфотериты и углистые хондриты имеют брекчиевую структуру (Таблица II, *4*). Она встречается и среди обыкновенных хондритов. Такую же структуру имеют бесполевошпатовые ахондриты типа обритов, диогенитов и др. и, наконец, все так называемые базальтические (содержащие полевой шпат) ахондриты.

Среди смешанных каменно-железных метеоритов, вообще близких к брекчиям, особенно мезосидериты имеют тем более брекчиевый характер (Таблица II, *5*), чем больше в них железоникелевой фазы [146]. Силикатная фаза их, в свою очередь, представляет собой полимиктную брекчию. Эта особенность структуры метеоритов, с одной стороны, указывает на процессы дробления, размалывания, истирания за время их доземного существования, а с другой – на агломерационный способ образования метеоритов из вещества, имеющего разную предысторию.

Структура метеоритов определяется взаимоотношением двух главных не смешивающихся фаз: силикатного вещества и железоникелевого сплава. Каменные метеориты, в свою очередь, в первом приближении разделяются по более тонкой структуре силикатного вещества на хондриты, т.е. на метеориты, сложенные из застывших силикатных капелек хондр размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров, и на метеориты, не имеющие этой хондровой структуры, – ахондриты. Хондры и структура хондритов показаны в Таблице II, *6*.

СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТЕОРИТОВ

Две главные молекулы входят в состав каменных метеоритов и их хондр – ортосиликат магния Mg_2SiO_4 (т.е. оливин) с изоморфной подмесью ортосиликата железа и метасиликат магния $MgSiO_3$ с той или иной подмесью метасиликата железа (т.е. ряд ромбических пироксенов – энстатит, бронзит, гиперстен). Из других простых силикатов встречаются диопсид, авгит, серпентин, а из алюмосиликатов в полевошпатовых ахондритах – плагиоклазы (битовнит, анортит и др.), маскелинит, силикатное стекло и др.

Все каменные метеориты – многофазные системы, помимо силикатов, содержат еще и другие кислородсодержащие соединения, но в меньших количествах – регулярно хромит, редко магнетит, ильменит, кварц, тридимит, в углистых метеоритах – соли фосфорной кислоты, хлориды, сульфаты, наконец, H_2O[2] [20, 93]. Вместе с тем в метеоритах находится ряд соединений, по своей природе возникших в среде без кислорода, в восстановительных условиях. Это прежде всего металлическая фаза – железоникелевый сплав, составляющий в хондритах около 12%, в смешанных метеоритах – от 20 до 85% и в собственно железных метеоритах – до 100%. Во всех метеоритах находятся FeS_n – троилит, в меньшей степени – другие сульфиды (CaS, MnS, S), $FeCr_2S_4$, а также углерод (в виде графита, органических соединений, алмаза), карбиды, затем фосфиды, нитриды, Si_2N_2O и другие еще более редкие соединения [37, 38, 82][3].

Мы подошли, таким образом, еще к одному важному обстоятельству. Вещество метеоритов черпалось первоначально из плазменного вещества Солнца. Существование всех этих фаз в метеоритах указывает на сложный одновременный процесс агломерации окисных соединений, металла и низших соединений – сульфидов, карбидов, фосфидов. Это не дает нам права говорить о вполне окислительных или

[2] Некоторые из минералов вторичного происхождения, например, образовавшиеся под влиянием H_2O.

[3] Вследствие этого силикатные хондры, освобожденные от других фаз, будут иметь несколько отличный состав от состава хондритов в целом.

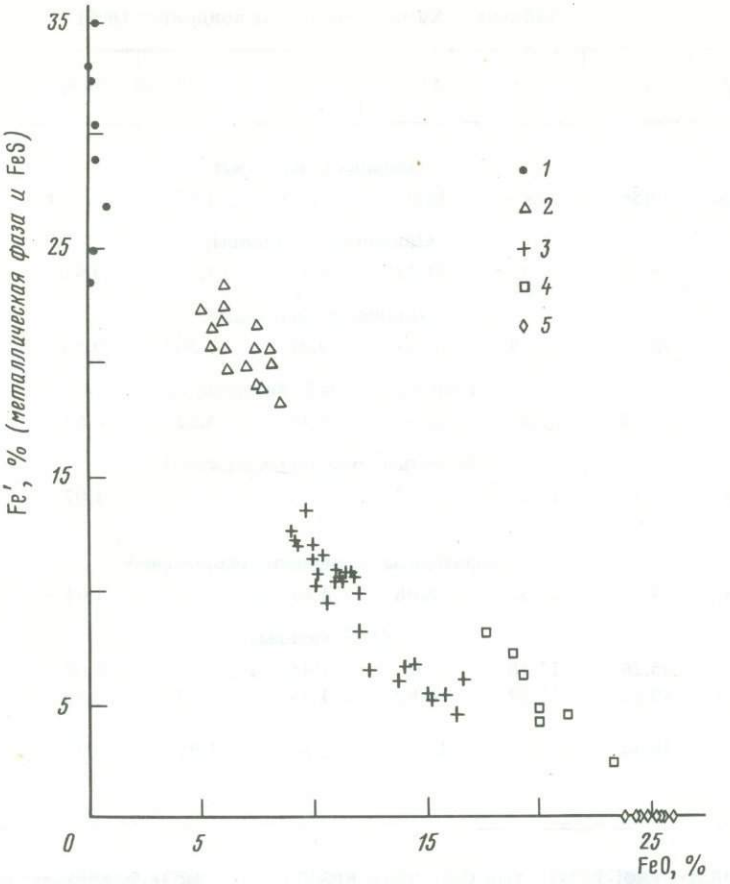


Рис. 1. Соотношение (Fe + FeS)/FeO (мас. %) в различных типах хондритов

1 – энстатитовые; *2* – оливин-бронзитовые; *3* – оливин-гиперстеновые; *4* – оливин-пижонитовые; *5* – углистые (по Мессону). Видно расположение всех хондритов по одной линии

вполне восстановительных условиях в процессе агломерации вещества метеоритов. Эти условия в остывающей солнечной плазме отвечали какому-то уровню, возможно перемежающемуся, который и привел к наблюдаемому разнообразию форм соединений и к существующему их соотношению в веществе метеоритов. С другой стороны, мы видим, что во всех метеоритах обнаружено не более 50 минералов, тогда как в земной коре описано около 3500 минералов, а если учесть минеральные разности, их число достигнет 5000. Это значит, что процессы дифференциации вещества метеоритов были более примитивными, чем земные процессы, например магматический или гидротермальный.

Наибольший интерес представляют фракционирование по отношению SiO_2/Fe и распределение, в свою очередь, Fe по разным фазам каменных метеоритов, прежде всего хондритов, а именно Fe в металлической фазе в виде FeO и FeS_n. Для всех типов хондритов сумма всех форм Fe – одинаковая величина и очень постоянная, близкая к 25%. Г.Юри различает хондриты, богатые Fe (28%) и бедные Fe (22%) [139]. Вместе с тем, как это видно из табл. 1, углистые хондриты имеют в составе главным образом FeO и очень мало Fe, а энстатитовые хондриты имеют Fe главным образом в металлической фазе и очень мало в виде FeO и т.д. Обыкновенные хондриты содержат в среднем ~12% Fe в металлической фазе. В диаграмме (Fe + FeS)/FeO (рис. 1) все хондриты располагаются на одной линии. Причем количество Ni (обычно 6–8% в Fe фазе) растет в металлической фазе хондритов обратно ее содержанию. Чем меньше Fe фазы (и боль-

Таблица 1. Химический состав хондритов (в %)

Название метеорита	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3
			Оливин-бронзитовые					
Никольское	39,56	24,49	15,03	1,56	1,87	1,20	0,17	0,38
			Оливин-гиперстеновые					
Саратов	39,29	25,12	11,72	4,3	2,36	0,91	0,15	0,54
			Оливин-пижонитовые					
Felix	33,95	23,74	22,84	2,91	2,20	0,59	0,05	0,44
			Углистые (оливин без хлорита)					
Грозная	33,78	23,85	28,8	3,44	3,22	0,63	0,20	–
			Углистые (оливин с хлоритом)					
Старое Борискино	26,73	19,35	24,52	3,11	2,22	1,07	0,2	0,3
			Амфотериты (гиперстен, брекчиевые)					
Вавиловка	39,96	25,32	18,08	1,63	1,80	1,61	0,26	0,15
			Энстатитовые					
Индарх	35,26	17,48	0,0	1,45	0,95	1,01	0,11	0,47
Пилиствере	40,66	22,29	0,82	1,38	0,93	0,79	0,16	0,43
Средний состав хондритов	38,04	23,84	12,45	2,5	1,95	0,98	0,17	0,36

ше, следовательно, FeO), тем больше в ней Ni. Это так называемое правило Прайора[4] в известной мере сохранило свое значение только для хондритов. Главными основаниями силикатов являются MgO и FeO. Содержание Al_2O_3 и CaO незначительно. Все хондриты постоянно содержат FeS_n в среднем 6%. Время и последовательность образования FeS_n неясно. Вероятно, имеется несколько генераций FeS_n. Но содержание Ni в троилите значительно ниже, чем в металлической фазе FeNi (как правило, меньше 1%) [105]. Энстатитовые хондриты[5] содержат на порядок выше ряд редких халькофильных и других рассеянных элементов и первоначальных нейтральных газов, подобно углистым хондритам. Таким образом, выделяются три группы, или типа хондритов, – обыкновенные (с оливином, бронзитом и гиперстеном), энстатитовые и углистые. Если рассчитать их состав в атомных процентах (как это сделал Б.Месон и др.) без H_2O, C, S и других летучих, то они все будут иметь совершенно идентичный состав. Это дает право считать хондриты одной генетически связанной группой метеоритов и говорить об их среднем составе, не искажая истины.

Я должен сказать несколько слов об углистых метеоритах – хондритах и ахондритах, поскольку к ним по ряду обстоятельств привлечено большее внимание. Кстати сказать, в углистых хондритах (Таблица III, *1, 2*) хондры нередко отсутствуют или сохранились их тени. Все найденные 23 углистых хондрита – Мигеи, Старое Борискино, Грозная, Новый Урей и др. – отличаются высоким содержанием C, например в Orgueil 3,54% C, тогда как обычно в метеоритах 0,1–0,01% C. Затем они содержат H_2O до 20% [93, 97]. Были найдены изотопные сдвиги в составе H_2, O_2, C [37, 97, 141]. В ре-

[4] Это правило не применимо для ахондритов (см. содержание Ni в металлической фазе уреилитов, диогенитов и др. ахондритов).

[5] В металлической фазе энстатитовых хондритов найдено 2–18 ат. % Si [119].

MnO	TiO_2	P_2O_5	Fe	Ni	FeS	C	H_2O	Суммарное Fe	Литература
				Оливин-бронзитовые					
0,24	0,18	0,37	8,0	1,21	6,18	–	–	24,03	[18]
				Оливин-гиперстеновые					
0,31	0,17	0,25	8,56	1,29	4,97	–	–	21,11	[18]
				Оливин-пижонитовые					
0,21	0,10	0,34	4,72	1,36	5,48	–	0,18	25,50	[145]
				Углистые (оливин без хлорита)					
–	–	–	2	–	5,37	0,68	–	28,47	[135]
				Углистые (оливин с хлоритом)					
0,15	0,15	–	Нет	–	2,80	3,75	–	22,15	[21. С. 95]
				Амфотериты (гиперстен, брекчиевые)					
0,77	–	–	1,79	0,93	6,82	–	–	20,61	[26]
				Энстатитовые					
0,25	0,06	0,52	24,13	1,83	14,20	1,17	–	33,21	[145]
0,21	0,12	0,11	21,93	1,75	8,28	–	–	27,87	М.И. Дьяконова
0,25	0,11	0,21	11,76	1,34	5,73	–	0,25	25,07	[139]

зультате нахождения воды в углистых метеоритах появляется серпентин, хлорит, карбонаты, сульфаты и т.п. В них более чем в других каменных метеоритах достигается концентрация ряда рассеянных элементов, Bi, Te, Pb, Tl, In, J и др. [62, 115], и, наконец, как мы ниже увидим, относительно большое содержание первоначальных нейтральных газов.

Углерод в этих метеоритах представлен в виде графита, битумообразного органического вещества [8, 45] и нередко мелких алмазов [7, 11, 85]. Все это указывает на неравновесное состояние углистого вещества каменных метеоритов, хотя, возможно, битумообразная фракция углерода содержит органические соединения в равновесных отношениях. Органическое вещество содержит ряд аминокислот, пуринов, сложных циклических углеводородов, углеводов и т.п. Еще больший интерес к углистым метеоритам был вызван нахождением в них форменных "организованных" элементов, напоминающих споры и микроводоросли [56, 77, 100, 101]. Однако, в конце концов, было показано, что эти формы возникли на земле в результате расплывания от следов воды $FeCl_2$ (лауренсита), который встречается в метеоритах [102].

Присутствие высокополимерных органических соединений в углистых метеоритах дало повод утверждать об их биогенном происхождении. Но эксперименты показали, что все эти вещества (среди них не было оптически активных) [64] образуются из простых веществ (газов, обычно выбрасываемых вулканами на землю) NH_3, CO_2, SO_2, H_2O, CH_4 и т.д. при облучении их смесей протонами, нейтронами, электронами или при освещении ультрафиолетом. Можно высказать догадку, что когда на Земле атмосфера была менее плотная (а современная атмосфера из N_2 и O_2 – вторичного происхождения – создана биогенным путем), то существовало, так сказать, "космическое окно", и этот радиогенный процесс мог иметь место и на поверхности Земли.

Таблица 2. Химический состав ахондритов (в мас. %)

Тип и название метеорита	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3
Бесполевошпатовые (бедные Ca)								
Шассиньиты (оливин + + до 4% хромита): Chassigny	37,43	32,16	26,55	1,34	0,52	0,11	0,02	0,98
Уреилиты (оливин, моноклинный пироксен, углерод)								
Новый Урей	39,51	35,80	13,35	0,60	1,40	–	–	0,95
Диогениты (гиперстен, моноклинный пироксен, брекчии)								
Johnstown	49,83	20,62	13,64	2,33	2,61	0,33	0,10	0,10
Обриты (энстатит, брекчии)								
Старое Песьяное	57,69	37,3	0,04	1,58	0,82	0,16	0,02	0,05
Наклиты (диопсид)								
Nakhla	48,96	12,01	20,66	1,74	15,17	0,41	0,14	0,33
Ангриты (титансодержащий авгит)								
Angra	43,94	10,05	8,56	8,73	24,51	0,26	0,19	–

Мелкие алмазы в углистых метеоритах возникают в результате ударного давления. Они были впервые найдены у нас в Новом Урее, а затем и в других уреилитах Goalpara, Dyalpur, а также в хондрите Ghubara, Canyon Diablo (в бортовых кусках этого железного метеорита) и др. [7, 85, 86].

В составе ахондритов царит большое разнообразие. Помимо молекул $MgSiO_3$ и Mg_2SiO_4, значительную роль играют прежде всего полевые шпаты, диопсид, а также авгит и др. Поэтому легко выделяются две группы ахондритов: бесполевошпатовые, бедные, как и хондриты, CaO и Al_2O_3, и полевошпатовые – базальтические ахондриты, которые сближаются с основными породами Земли по их офитовой структуре и составу (с габбро-диабазами), богатые CaO, частично замещающим в ахондритах MgO, и с большим содержанием Al_2O_3.

Среди бесполевошпатовых ахондритов (табл. 2) известны наклиты [23] и ангрит с большим содержанием Ca вследствие наличия в первом диопсида, а во втором титанистого авгита. Это разнообразие можно продолжить, назвав еще шассиньит[6], состоящий из одного оливина с хромитом (до 4%) и напоминающий по составу земные породы – перидотиты или дуниты с хромитом [76]. Что касается распределения железа, то все ахондриты содержат в сумме всех форм Fe меньше, чем хондриты, и величина эта очень непостоянна. Содержание металлического железа, как правило, ниже 1%; обращает внимание и низкое содержание, например, в гиперстеновых ахондритах (диогениты), уреилитах и других ахондритах Ni в металлической фазе (~3%). Также отмечается низкое содержание FeS_n (~ 1%), т.е. Fe находится в них главным образом в виде FeO в очень различных количествах. Обриты (энстатитовые ахондриты) не содержат не только FeO, но и металлической фазы, а полевошпатовые ахондриты вообще содержат Fe в металлической фазе в следах, хотя содержание FeO довольно высокое (выше, чем у хондритов). Это дало повод к представлениям о потере Fe в ахондритах, однако без всякого уточнения этого термина. Наконец, среди бесполевошпатовых ахондритов известны метеориты со значительным содержанием углерода, например уреилиты (о характере этого углерода я говорил уже выше). Нередко наблюдается повышение

[6] Указывается на обнаружение в шассиньите стяжения, напоминающего хондру [76].

MnO	TiO_2	P_2O_5	Fe	Ni	FeS	C	H_2O	Суммарное Fe	Литература
				Бесполевошпатовые (бедные Ca)					
0,73	0,16	0,07	0,59	0,04	0,88	–	–	22,39	[17]
				Уреилиты (оливин, моноклинный пироксен, углерод)					
0,43	–	0,05	5,25	0,2	0,36	2,26	–	16,36	[19]
				Диогениты (гиперстен, моноклинный пироксен, брекчии)					
0,40	–	0,03	0,84	0,03	1,55	–	–	12,42	[74]
				Обриты (энстатит, брекчии)					
0,16	0,08	–	0,59	0,04	0,88	–	–	0,60	[17]
				Наклиты (диопсид)					
0,09	0,38	–	Нет	–	0,16	–	0,17	16,75	[114]
				Ангриты (титансодержащий авгит)					
–	2,39	0,13	–	–	1,26	–	–	7,4	[89]

Таблица 3. Химический состав ахондритов (в мас. %)

Название метеорита	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	MnO
				Полевошпатовые (богатые Ca)					
				Эвкриты (пижонит, плагиоклаз, брекчия)					
Червоный Кут	48,80	6,98	18,47	13,44	11,48	0,52	0,12	0,21	0,63
				Шерготиты (авгит, маскеленит)					
Shergotty	50,21	10,0	21,85	5,90	10,41	1,28	0,57	–	Сл.
				Говардиты (ромбический пироксен, оливин, полимиктная брекчия)					
Юртук	49,45	17,40	13,42	9,66	6,39	0,31	–	0,04	0,72

Название метеорита	TiO_2	P_2O_5	Fe	Ni	FeS	C	H_2O	Суммарное Fe	Литература
				Полевошпатовые (богатые Ca)					
				Эвкриты (пижонит, плагиоклаз, брекчия)					
Червоный Кут	0,71	–	Нет	–	0,25	–	–	14,51	[20. С. 223]
				Шерготиты (авгит, маскеленит)					
Stergotty	–	–	Сл.	–	Сл.	–	–	16,98	[90]
				Говардиты (ромбический пироксен, оливин,полимиктная брекчия)					
Юртук	–	0,02	Нет	–	0,43	–	–	11,09	Иванов (1937–1941 гг.) см. [20]

Таблица 4. Химический состав каменно-железных и железных метеоритов (в мас. %)

Название метеорита	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
			Каменно-железные метеориты				
			Лодраниты (оливин, бронзит)				
Lodrane	28,94	23,33	7,71	0,19	0,18	–	–
			Сидерофиры (бронзит, тридимит)				
Steinbach	34,61	10,08	4,40	–	–	–	–
			Палласиты (оливин)				
Палласово железо	20,43	23,68	5,86	–	–	–	–
			Мезосидериты (гиперстен, анортит, оливин, брекчия)				
Нечаево	9,50	4,0	8,0	0,2	2,5	0,3	–
			Железные метеориты				
			Гексаэдриты				
Богуславка	–	–	–	–	–	–	–
			Атакситы (бедные Ni)				
Mejillones	–	–	–	–	–	–	–
			Октаэдриты				
Сыромолотово	–	–	–	–	–	–	–
			Атакситы (богатые Ni)				
Чинге	–	–	–	–	–	–	–

содержания углерода и нейтральных газов в энстатитовых ахондритах (обритах), например Старое Песьяное [15, 46] (Таблица III, *3*) и др., которые связывают с энстатитовыми хондритами.

Полевошпатовые ахондриты (табл. 3), а именно эвкриты и говардиты из-за того, что они в большинстве случаев представляют собой брекчии, содержащие и полимиктный материал, имеют много общего в своем составе – одинаково высокое содержание CaO, Al_2O_3 и практически только следы Fe металлического и FeO, т.е. их содержание еще ниже, чем в бесполевошпатовых ахондритах. Поэтому группа полевошпатовых ахондритов имеет много общих свойств, но в то же время значительно отличается от бесполевошпатовых ахондритов, причем это различие больше, чем между хондритами и бесполевошпатовыми ахондритами. Ахондриты значительно меньше изучены, и можно ожидать новых классов ахондритов. Все это говорит о большом разнообразии процессов, которые привели к образованию этих метеоритов. Во всяком случае, мы не можем говорить о каком-то среднем составе всех ахондритов, как это мы сделали в отношении хондритов.

Смешанные каменно-железные метеориты (Таблица III, *4*), как будет видно ниже, мы рассматриваем как агломерацию железоникелевого сплава с различным силикатным веществом из разных типов каменных метеоритов. Действительно, в палласитах Fe-Ni сплав ассоциируется с оливином, в сидерофирах – с бронзитом, в лодранитах – с оливином и бронзитом, в мезосидеритах – с веществом брекчиевых ахондритов (например, в Нечаево) (табл. 4). Как будто бы нет только каменно-железных метеоритов с силикатной фазой из полевошпатовых ахондритов. В связи с этим я хочу напомнить об интересном железном метеорите Эльга [2] (Таблица IV, *1*) содержащем ~85% металлической фазы и ~15% силикатной фазы, которая представлена главным образом

Cr_2O_3	MnO	TiO_2	P_2O_5	Fe	Ni	Co	FeS	Литература
				Каменно-железные метеориты				
				Лодраниты (оливин, бронзит)				
–	0,17	–	–	27,77	4,05	7,40	–	[135]
				Сидерофиры (бронзит, тридимит)				
–	–	–	–	46,02	4,74	–	–	[92]
				Палласиты (оливин)				
–	0,22	–	0,096	44,02	5,37	0,23	–	[41]
				Мезосидериты (гиперстен, анортит, оливин, брекчия)				
–	–	–	–	72,4	2,15	–	–	[20. С. 91]
				Железные метеориты				
				Гексаэдриты				
–	–	–	–	94,05	5,48			[65]
				Атакситы (бедные Ni)				
–	–	–	–	93,40	5,67	0,66		Goldberg et al.
				Октаэдриты				
–	–	–	–	91,60	7,86	0,44		Дьяконова (1963 г.)
				Атакситы (богатые Ni)				
–	–	–	–	82,36	16,71	0,40		[110]

K-Na полевым шпатом (анортоклазом?)[7]. Следовательно, каменно-железные метеориты различаются не только по отношению Fe/силикат (Fe-Ni сплав меняется в свою очередь), но и по характеру силикатной фазы.

Наконец, вещество железных метеоритов и Fe-Ni фазы каменных и каменно-железных метеоритов представляет твердый раствор Fe–Ni–Co, в котором содержится ряд других элементов в небольших количествах, но в значительно более высокой концентрации, чем в каменной фазе, и которые с этим железоникелевым сплавом дают непрерывный ряд твердых растворов (платиноиды, олово, молибден, германий и др.), а также в небольших количествах P, C, FeS_n и т.п. [33, 68, 111]. Таким образом, это тоже сложная многокомпонентная система. При охлаждении подобного рода сплавов происходят фазовые превращения, которые и приводят в случае железных метеоритов к образованию среди них различных фаз и структур (Таблица IV, *2, 3*). При высоких температурах образуются γ-фаза, твердый раствор Ni в Fe, при охлаждении происходит диффузия Ni, и γ-фаза переходит в α-фазу. Поэтому диаграммы состояния систем Fe-Ni или более сложных не могут воспроизвести всех явлений при охлаждении сплава FeNi, так как вещество метеоритов охлаждается, судя по их абсолютному возрасту, в течение очень длительного времени – до $4{,}5 \cdot 10^9$ лет. Вот почему, в частности, почти не удается воспроизвести так называемые видмаштеттеновые фигуры, образующиеся при травлении поверхности железных метеоритов.

Возможно превращение без диффузии Ni γ-фазы в α-фазу (закалка). На фазовые превращения, вероятно, влияют различные примеси в Fe-Ni сплаве, содержание кото-

[7] После моего доклада я узнал об открытии в мезосидерите Mount Padbury в силикатной фазе митамиктной брекчии с эвкритом, диогенитом (Nature, 1965. Vol. 207, № 4999. P. 851–852).

рых флюктуирует. Известны три фазы – камасит (содержит в среднем ~6% Ni), тэнит (до 60% Ni) и плессит (6–34% Ni) – смесь камасита с тэнитом. Железные метеориты, гексаэдриты, состоят из одной α-фазы и содержат один камасит (и, следовательно, мало Ni). Наиболее обычны Fe метеориты, содержащие обе фазы ($\alpha + \gamma$), причем одни из них имеют октаэдрическую структуру, а другие – плесситовую (мелкозернистую). Наконец, известны Fe метеориты (атакситы), состоящие из тэнита, образующиеся при очень резком охлаждении сплава.

Структура железных метеоритов зависит от содержания Ni. Более тонкоструктурные октаэдриты содержат больше Ni и т.д. Остается неясным, существует ли непрерывная линия сплавов от высоких до низких концентраций Ni в Fe и Ge и Ga в Fe и т.п. или же, как думают многие исследователи, существуют отдельные группы железных метеоритов с определенным содержанием Ni или Ge и Ga и других элементов [32, 88]. Далее наблюдаются, например в гексаэдрите Сихотэ-Алинь и др., небольшие количества тэнита (γ-фаза), не полностью превратившегося в камасит (α-фаза). С другой стороны, изучение распределения элементов-примесей между Fe-Ni сплавом и включениями, которые выделяются при охлаждении сплава, например FeS_n, шрейберзитом, рабдитом и др., показывает, что это распределение не отвечает равновесным условиям [33, 111]. Содержание FeS_n в железных метеоритах составляет несколько процентов. Но есть Fe метеориты, содержащие до 66% FeS_n (Soroti Iron). Таким образом, можно думать, что известное разнообразие в составе и структуре железоникелевого сплава Fe метеоритов было вызвано непостоянством условий охлаждения и отсутствием полного равновесия. Сейчас у нас нет оснований полагать, что охлаждение железного сплава шло при высоких давлениях. Алмазы, обнаруженные в железных метеоритах, например в Canyon Diablo, вполне объясняются ударным давлением при падении на Землю, вызвавшим условия, при которых часть графита переходит в мелкие алмазы. Длительное влияние повышенных температур и давления не является необходимым и для образования когенита [37].

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТЕОРИТОВ

Из того обширного материала, который имеется по содержанию макрокомпонентов в различных метеоритах [1, 3, 5, 14], можно найти соотношения SiO_2/Fe, FeO/MgO, MgO/SiO_2 и др. и сравнить их между отдельными типами метеоритов или с соответствующими отношениями, известными для состава Солнца, планет. Различие в составе метеоритов идет значительно глубже. Микрокомпоненты, в свою очередь, показывают различие содержаний в разных типах метеоритов. Распределение по фазам метеоритов микрокомпонентов зависит от физико-химических свойств последних – литофильных, халькофильных или сидерофильных. Как известно, тот или иной характер свойств химического элемента зависит прежде всего от энергий связи с O_2 и S. В табл. 5 приведены теплоты образования сульфидов ряда элементов; из этой таблицы легко понять, в какой фазе тот или иной химический элемент будет преимущественно накапливаться в химических процессах.

Что касается силикатной фазы каменных и железокаменных метеоритов, то щелочи и щелочноземельные элементы не показывают значительных различий в их содержании. Как правило, содержание щелочей, в частности K, Na, Rb и др., несколько выше в хондритах, чем в ахондритах (табл. 6). Но, к сожалению, ахондриты в этом отношении мало исследованы, а энстатиты и углистые хондриты не отличаются от обыкновенных хондритов. Содержание щелочноземельных элементов – Sr и, вероятно, Ba[8] – на 1/2–1 порядок выше в богатых Ca (полевошпатовых) ахондритах, как и следо-

[8] См. различие в содержании Ba в найденных (контаминация) и упавших метеоритах [99]. То же имеет место и для Cl (см. Greenland L., Lovering J.F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 8. P. 821–858).

Таблица 5. Теплота образования ΔH, кал/мол$^{-1}$ *

Сульфиды	ΔH	Сульфиды	ΔH	Сульфиды	ΔH	Сульфиды	ΔH
ΔH ниже, чем ΔH FeS		ΔH ниже, чем ΔH FeS		ΔH выше, чем ΔH FeS		ΔH выше , чем ΔH FeS	
Ag_2S	−5,5	As_2S_3	−20	PbS	−22,3	Sb_2S_3	−35,7
HgS	−11	CoS	−22,3	Bi_2S_3	−26,0	ZnS	−44
Cu_2S	−18,97	NiS	–	CdS	−34,6	MnS	−47
Ga_2S_3	–	SnS	−22,7	In_2S_3	–	WS_2	−84
GeS	–	MoS_2	–	Tl_2S	–		

*Сульфиды тяжелых металлов, теплота образования которых выше, чем ΔH FeS, имеют халькофильный характер, а сульфиды, теплота образования которых ниже, чем ΔH FeS – преимущественно сидерофильный характер.

Таблица 6. Содержание щелочных и щелочноземельных элементов в разных метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	Na, %	K, %	Rb	Cs	Li	Sr	Ba
			Хондриты				
Среднее для хондритов	0,7	0,085	5,0*	0,12[2]*	1,4[3]*	11,0[4]*	5,0[5]*
			Углистые хондриты				
Orgueil	0,55	0,045[4]*	–	–	1,3[3]*	1[4]*	1[4]*
			Ахондриты, бедные Ca, *бесполевошпатовые*				
			Обриты				
Norton County	0,07	0,030*	4,0*	–	0,9*	7,5*	2,0*
Старое Песьяное	0,12	0,016	7,0*	–	1,5*	7,0*	–
			Диогениты				
Johnstown	0,25	0,001*	–	–	–	3,0[4]*	2,5[4]*
			Ахондриты, богатые Ca, *полевошпатовые*				
			Эвкриты				
Stannern	0,55	0,055*	2,5*	–	3,0*	6,0*	–
			Говардиты				
Юртук	–	0,05*	6,0*	–	2,0*	4,0*	–
Pasamonte	–	–	–	0,28	–	–	–
			Палласиты				
Оливин	–	0,001	–		–	1,0	7,0

[3–5]. [2][35]. [3]*[81]. [4]*[112]. [5]*[99].

вало ожидать. Например, содержание Sr в таких ахондритах: Stantern – 60 г/т, Юртук – 40, Nakhla – 59,6 г/т.

Редкие земли в метеоритах отличаются от редких земель горных пород по относительно более высокому содержанию иттриевой группы. Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ для базальтов ~2,0, а для каменных метеоритов, хондритов, ~1,3. Намечаются различия в составе TR для разных каменных метеоритов [125]. Хондриты разные (углистые, энстатитовые, обыкновенные) не отличаются по спектру TR от бедных Ca бесполевошпатовых ахондритов. Богатые Ca полевошпатовые ахондриты (Nuevo Laredo, Pasamonte) содержат приблизительно в 10 раз больше всех редких земель без нарушения их спектра. Наименьшее количество микрокомпонентов содержится в оливине из

Таблица 7. Содержание U и Th в метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	U*	Th	Th / U	Метеориты	U*	Th	Th/U
		Хондриты					
		Энстатитовые				Говардиты	
Индарх	0,009			Pasamonte	–	0,52	
		Углистые				*Железные метеориты*	
Murray	0,02			Toluca, металлическая фаза	0,0003	$(\sim 1 \cdot 10^{-5})$	(~0,17)
Среднее для хондритов	0,015	0,040	2,7	троилит	0,010	–	
		Ахондриты		Canyon Diablo, металлическая фаза	0,006	$(\sim 1 \cdot 10^{-5})$	(~0,1)
		Обриты		троилит	0,0035	–	
Norton County	0,01						
Ахондритовые полевошпатовые[2*]				*[3], [2*][121].			
		Эвкриты					
Stannern	–	0,50					
Nuevo Laredo	0,13	0,54	4				

Таблица 8. Содержание галогенидов в разных метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	F*	Cl[2*]	Br[3*]	J[4*] (в ч.н. млрд)	Метеориты	F*	Cl[2*]	Br[3*]	J[4*] (в ч.н. млрд)
		Хондриты							
		Гиперстеновые					Обриты		
Mocs	119	173	0,069	50	Norton County	10,7	2,1	0,067	–
Bruderheim	117	110	0,97	16					
		Бронзитовые					*Железные метеориты*		
Pultusk	133	97	0,17	–	Canyon Diablo				
		Энстатитовые			металлическая фаза	–	–	–	30
Индарх	246	900	–	300	троилит	–	–	–	60
Hvittis	122	222	1,04	–	Toluca				
		Углистые			металлическая фаза	–	–	–	250
Orgueil	206	290	–	–	троилит	–	–	–	1000
		Ахондриты							
		Говардиты и эвкриты							
Moore County	60	–	–	–					
Sioux County	64	–	–	–					

[116]. [2][149], Greenland (1965). [3*][149]. [4*][62].

палласитов. Mn, Ti и другие подобные элементы не показывают сколько-нибудь значительной вариации. U и Th – типичные литофилы и концентрируются они в силикатной фазе. Их содержание здесь заметно колеблется (табл. 7). Но, возможно, это связано со сложностью их определения. U проявляет некоторые халькофильные черты, обогащая несколько сульфидную фазу (по сравнению с металлической). Th, как и Sr (Ba), TR, концентрируется в богатых Ca ахондритах.

Таблица 9. Содержание S, Se, Te в метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	S, %	Se*	Te²*	Se/Te	Метеориты	S, %	Se*	Te²*	Se/Te
	Хондриты					*Железные метеориты*			
	Обыкновенные								
Beardsley	–	10,8	0,88	12,3	Canyon Diablo,				
Forest City	2,26	8,6	0,46	18,7	металличе-	–		0,054	
Holbrook	2,75	13,3	0,62	21,4	ская фаза				
Modoc	1,38	6,5	0,46	14,1	Canyon Diablo,	35,4		5,0	
	Углистые				троилит				
					Toluco				
Murray	2,8		1,5		троилит	–		0,051	
	Ахондриты				Toluco,				
					металличе-	35,4		1,7	
Johnstown		0,007	0,007	1,0	ская фаза				
Nuevo Laredo		0,0016	–	–					

*Se и Te по [123]. ²*Te по [62].

К возможно легколетучим следует отнести галогениды (и их соединения) (табл. 8)[9].

Наиболее высокое содержание галогенидов в углистых хондритах, затем в энстатитовых хондритах. Однако, например, содержание Fe, Cl в двух энстатитовых хондритах – Индарх и Hvittis – резко различно. Наименьшие количества их в ахондритах. Интересно, что отношение Cl/Br иногда достигает ~2800 (в каменном меторите Mocs). J в железных метеоритах больше концентрируется в троилитовой фазе. Так же, возможно, S, Se, Te способны давать легколетучие соединения. Естественно, что содержания в метеоритах Se и Te изменяются параллельно изменению содержания в них S. Поэтому метеориты, содержащие много FeS_n или S, содержат больше Se и Te. Ими обогащается сульфидная фаза (табл. 9).

Каменные метеориты содержат относительно много FeS_n или S, как, например, углистые и энстатитовые хондриты – и они содержат больше Se и Te. Вместе с тем эти же каменные метеориты, как мы увидим дальше, содержат наиболее высокие концентрации тяжелых халькофильных элементов.

Из тяжелых элементов, как это видно из табл. 10, 11, химические элементы, образующие с Fe твердые растворы – Ni, Co и Cu (которые в известной мере сидерофильнее Zn и Cd), Ge, Ga, Sn, Mo, а также (как мы увидим ниже) все платиноиды и Au, концентрируются в железной фазе каменных метеоритов и в железных метеоритах. А тяжелые элементы явно халькофильного характера – In, Tl, Bi, Pb, Zn, Cd – концентрируются в троилитовой фазе. Причем FeS может образоваться различными путями, например выделиться в виде глобул при остывании Fe-Ni сплава и т.п. В силикатной фазе иногда повышается содержание микроэлементов по сравнению с другими фазами, что отчасти относится к Zn и V, у которых проявляются больше других литофильных свойства, например содержание Zn, который в энстатитовых хондритах по фазам распределяется следующим образом (в г/т):

	Holbrook	Abee	Hvittis
Металлическая фаза	4	280	–
Силикатная "	50	190	18
Сульфидная "	12	3210	40

Действительно, как мы уже показали, Ni находится лишь в следах в силикатной фазе [3]. Co проявляет бо́льшую халькофильность, чем Ni. Поэтому Ni/Co в троилите приближается к величине < 10.

[9] Для B нет достаточно надежных данных.

Таблица 10. Содержание тяжелых металлов в железных и железокаменных метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	V	Cr, %	Ni, %	Co, %	Cu	Zn*
			Железные метеориты			
Среднее (из 88)[4*]	–	0,0037	8,7	0,51	152	22
			Железная фаза каменно-железных метеоритов			
Среднее (из 9)[4*]	–	0,00025	10	0,55	200	–
			Палласиты[4*]			
Brenham	–	0,0008	12,45	0,5	233	< 1
Admire	–	0,0001	10,98	0,6	168	–
			Железная фаза каменных метеоритов (хондритов)			
	–	–	10,16	0,6	–	–
			Троилитовая фаза железных метеоритов			
Среднее (из 22)[5*]	< 50	0,8	1,3	0,12	50	> 60

[106]; [2][127]; [3*]Сихотэ-Алинь; [4*][88]; [5*][105].

Таблица 11. Содержание тяжелых металлов в каменных метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	V	Cr, %	Ni, %	Co, %	Cu	Zn*	Ga
			Хондриты				
			Обыкновенные				
Среднее[5*]	70	0,32	1,34	0,08	90	50	5,0
			Энстатитовые[6*]				
Abee	163	0,49	2,0	0,08	100	730	–
Hvittis	48,6	0,2	1,96	0,07	110	16	–
			Углистые				
Murray	–	0,29	–	0,046	116	–	–
Мигей	–	–	–	–	–	–	–
			Ахондриты (бесполевошпатовые)				
			Диогениты				
Johnstown	–	0,32	0,03	–	–	3	–
			Ахондриты (полевошпатовые)				
			Говардиты				
Pasamonte	–	–	–	–	–	2	–
Sioux	–	–	–	–	–	2	–
			Эвкриты				
Nuevo Laredo	–	0,1	–	–	–	–	–
			Палласиты				
Оливин	17	–	–	–	4	–	2

[106]. [2][127]. [3*]А.П. Виноградов. [4*][52]. [5*][3, 5]. [6*]Greenland (1965). [7*][115]. [8*][109].

Ga	Ge	As	Sn[2]*	In[3]*	Sb	Tl	Pb	Bi
			Железные метеориты					
34	107	8	5	0,0003	0,3	–	0,2	–
			Железная фаза каменно-железных метеоритов					
18	39	–	1,0	–	–	–	–	–
			Палласиты[4]*					
18	34		1,5	–	–	–	–	–
19	63		0,8	–	–	–	–	–
			Железная фаза каменных метеоритов (хондритов)					
–	–	–	–	–	–	–	–	–
			Троилитовая фаза железных метеоритов					
4	8	> 5	< 1	0,0021	–	~ 0,1	~ 10,0	~ 0,1

Ge	As	Sn[2]*	In[3]*	Sb	Hg[4]*	Tl	Pb	Bi
			Хондриты					
			Обыкновенные					
7,6	0,3	0,43	~0,001	–	0,1	0,001	0,15	0,003
			Энстатитовые[6]*					
29		0,88	–	–	0,004[7]*	0,096[7]*	3,5[7]*	0,08[7]*
38,1	–	–	–	–	–	–	5,0	0,1
			Углистые					
17,3	–	1,05	–	–	–	–	4,6	–
–	–	–	0,07	–	–	0,097	1,5	0,18
			Ахондриты (*бесполевошпатовые*)					
			Диогениты					
–	–	–	–	–	0,12	0,0007	–	0,0003
			Ахондриты (*полевошпатовые*)					
			Говардиты					
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
			Эвкриты					
–	–	–	–	–	0,08	0,0008	0,68[8]*	0,0001
			Палласиты					
–	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица 12. Содержание платиноидов, Au и Ag в метеоритах (в ч.н. млн)

Метеориты	Au	Ag	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt
			Хондриты					
Среднее (19) *	0,22	0,094[2] *	–	0,186[2] *	–	–	0,41	1,5
			Ахондриты					
Обрит Norton County	0,0057	–	–	–	–	–	0,0024	–
Диогенит Johnstown	0,0040	–	–	–	–	–	0,01	–
Говардит эвкрит Pasamonte	0,0025	–	–	–	–	–	0,022	–
			Железные метеориты					
Среднее (24) [3] *	1,35*	0,075[4] *	9,2	1,47	3,5	–	3,7	11,0
			Железная фаза каменных метеоритов					
Среднее (5) [3] *	1,40[5]*	–	6,0	0,98	4,1	–	2,8	8,5
			Троилитовая фаза железных метеоритов					
Canyon Diablo	0,1*	–	–	–	–	–	0,002*	0,71*

* [39]. [2] * [124]. [3] * [104]. [4] * [44]. [5] * [140].

Олово концентрируется вместе с Ge, Ga и др. в железной фазе (например, в железо-каменных метеоритах) [127] (в г/т):

	Brenham		Admire	
	Sn	Ge	Sn	Ge
Металлическая фаза	0,8	57	2,35	30
Силикатная "	0,6	0,85	0,5	0,63
Сульфидная "	0,1	13,3	0,1	11,1

Ga менее сидерофилен, чем Ge, но распределяется таким же образом (в г/т):

Металлическая фаза	15,5
Силикатная "	3,2
Сульфидная "	12,0

Железные метеориты по содержанию в них Ge и Ga подразделены на несколько групп [88] (в г/т):

	Ga	Ge
I	80–100	300–420
II	40–65	130–320
III	8–24	15–80
IV	1–3	1

Однако в эти группы попадают разные типы железных метеоритов. Совершенно так же ведут себя и другие микрокомпоненты (например, платиноиды и т.д.). Вероятно, эти группы окажутся еще более дробными.

In, Cd, так же как и Tl, Bi, Pb, накапливаются FeS_n (As – в металле), в связи с чем и содержатся на порядок выше в углистых и энстатитовых хондритах, например в железном метеорите Сихотэ-Алинь[10] (в %):

[10] По данным автора.

	In	Cd	As
Металлическая фаза	$0{,}3 \cdot 10^{-7}$	$1{,}6 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$
Сульфидная фаза	$2{,}1 \cdot 10^{-7}$	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$

Наконец, несколько слов о Hg и Cr. Содержание Hg в среднем выше в обыкновенных хондритах, чем в углистых и энстатитовых. Cr образует хромиты, по-видимому разного состава [3], и добреелит $FeCrS_4$. В железных метеоритах открыт новый минерал – $NaCrSi_2O_6$ (Science, № 3685). Эти фазы плохо изучены.

В результате можно сказать об общем характере распределения всех тяжелых элементов в разных типах метеоритов. Среди хондритов богатые FeS_n углистые и энстатитовые хондриты содержат больше других типов хондритов халькофильные элементы In, Tl, Bi, Pb Cd, Zn, а также Ge. Все ахондриты с небольшим количеством металлической фазы и FeS_n характеризуются наименьшим содержанием сидерофильных и халькофильных элементов, о которых шла речь, а также других элементов. Например, Ta больше в хондритах (0,022 г/т), чем в ахондритах (меньше 0,01 г/т) и т.д. Все богатые Ca полевошпатовые ахондриты богаче Sr, Ba, TR, Th, Zr, Sc и др. Hg дает большую флуктуацию. Интересно, что оливин из палласитов содержит наименьшие количества всех этих элементов.

Наконец, несколько слов о платиноидах, Au и Ag в метеоритах (табл. 12). Все платиноиды (для Os нет надежных определений) распределяются главным образом в металлической фазе и в значительно меньшей степени – в сульфидной фазе [103, 104]. Железные метеориты и железная фаза каменных метеоритов практически не отличается по содержанию платиноидов. Хондриты содержат примерно на порядок меньше платиноидов, ахондриты, не имеющие Fe-фазы, еще меньше. То же относится к Au и Ag. Между всеми платиноидами существует прямая корреляция с содержанием Ni в металлической фазе, за исключением Pd и Ni, где корреляция, по существу, обратная. Была попытка разбить все железные метеориты на группы (подобные Ga/Ge) по содержанию платиноидов.

ПРОДУКТЫ КОСМИЧЕСКОГО ОБЛУЧЕНИЯ МЕТЕОРИТОВ

Прежде чем дальше попытаться искать причины фракционирования вещества метеоритов, нам необходимо, хотя бы очень коротко, вернуться к его составу, а именно к содержанию в них инертных газов. В течение длительного времени, порядка нескольких миллиардов лет, пребывания метеоритов в космическом пространстве в них, помимо морфологических и структурных изменений, а также изменений в результате обычных радиоактивных превращений, происходят ядерные процессы под влиянием космического облучения не только частицами высоких энергий, протонами и др. со стороны Солнца и солнечного ветра и даже не столько от Солнца, сколько от проникающего галактического излучения других звезд. В метеоритах наблюдаются треки – следы ядерных частиц. В результате реакции скалывания происходит изменение изотопного состава, например у U, Sc, K возникают новые долгоживущие изотопы ^{26}Al, ^{56}Co, ^{58}Co, ^{10}Be, ^{23}Na, ^{54}Mn, ^{46}Sc, ^{59}Ti, ^{53}Cr, ^{54}Cr, ^{36}Cl и ряд других, появляются космогенные инертные газы. По содержанию всех этих изотопов вещество метеоритов отличается от вещества Земли [21, 37, 52, 58, 141]. Изучение всех этих продуктов, по существу, открыло совершенно новую область знания, которая обещает рассказать всю историю вещества метеоритов за все время их жизни в космосе, рассказать об их форме, а также спектре, интенсивности и постоянстве космического излучения, об абсолютном и радиационном возрасте и т.д.

Особенно интенсивно изучалось распределение в метеоритах инертных газов: изотопов He, Ar, Ne, Kr, Xe. В метеоритном веществе имеется по крайней мере три группы газов разного генезиса: 1) первоначальные (связанные с нуклеогенезом), 2) космогенные и 3) радиогенные, если не говорить о продуктах спонтанного деления и т.п. Причем один и тот же изотоп может быть образован в разных процессах. Например ^{36}Cl образуется не только космогенным путем скалывания, но и радиогенным путем захвата

Таблица 13. Метеориты, содержащие преимущественно первоначальные газы (богатые газами) (10^{-8} см^3/г)

Метеориты	^{3}He	^{4}He	^{20}Ne	^{21}Ne	^{22}Ne	^{36}Ar	^{38}Ar
			Углистые хондриты				
Мигеи	2	3700	13	0,65	2,2	62	11,5
Orgueil	7,7	24800	47,3	0,90	5,1	67	12,0
Среднее (для 6 случаев)	–	–	–	–	–	–	–
			Хондриты, богатые газами				
Fayetteville	718	$2 \cdot 10^6$	28400	111	2650	346	–
Pantar	54	$149 \cdot 10^3$	179	1,42	15,4	11,1	2,27
			Ахондриты разные, богатые газами				
Старое Песьяное	220	$63 \cdot 10^4$	2080	23	184	148	27,6
Kapoeta	55	$205 \cdot 10^3$	2220	7,5	166	88	17
Атмосфера Земли, об. % $\cdot 10^4$	–	–	16,3	0,047	1,6	31,0	5,8

нейтрона ^{35}Cl. То же можно сказать об изотопах Ar, Xe и др. Благодаря тому что в зависимости от происхождения разные изотопы с различной прочностью удерживаются кристаллической решеткой, их частично можно разделить химическим путем [36].

Первоначальные газы были захвачены веществом метеоритов в момент его конденсации уже при низких температурах (возможно ниже 500°С), но, вероятно, при еще повышенном газовом давлении. Состав этих газов, как и следовало ожидать, отвечает изотопному составу Ar, Ne, Kr и Xe, находящихся в атмосфере Земли. При выплавлении и дегазации вещества мантии Земли [4, 14] (т.е. метеоритного вещества) они частично были освобождены. По изотопному составу такие газы приближаются к газам на Солнце. Совершенно невозможно вне нуклеогенеза представить, например, накопление в метеоритах тяжелых газов Kr и Xe. По содержанию инертных газов все метеориты можно разделить в первом приближении на две большие группы: I группа – метеориты, преимущественно содержащие первоначальные газы, и II группа – метеориты, содержащие космогенные и радиогенные газы. Я не сомневаюсь, что они, в свою очередь, могут быть разделены на ряд более дробных групп.

В первую группу входят углистые хондриты, часть обыкновенных хондритов, часть разных ахондритов. Ко второй группе относится большинство хондритов и разных ахондритов и все железные метеориты. В качестве примера я привел в табл. 13 некоторые данные. Из них видно, что в первой группе отношения ^{129}Xe/^{132}Xe, ^{20}Ne/^{22}Ne, ^{36}Ar/^{38}Ar (см. табл. 13) отвечают аналогичным отношениям этих газов в нашей атмосфере. Однако абсолютные количества разных изотопов значительно колеблются, например содержания Kr и Xe в хондритах и ахондритах имеют разные порядки или значительно нарушенные отношения. Сейчас трудно найти объяснения фракционным газовым процессам. Прежде всего не исключена диффузионная потеря газов, при этом легче теряется He, затем Ar и позже других Kr и Xe. Это касается не только космогенных, но и радиогенных газов. Их больше в мелкой фракции вещества хондритов [94, 95]. Их больше в хондритах, чем в целых метеоритах. Их потеря, по-видимому, связана с ударами, термическим нарушением кристаллических решеток, изменяющими глубоко всю структуру вещества метеоритов. Но удивительным образом многие брекчиевые хондриты и особенно ахондриты содержат эти первоначальные газы в большом количестве, например среди обритов, уреилитов, диогенитов [57, 95, 132]. По составу первоначальных газов можно говорить о более солнечном и более земном их составах. Изо-

^{40}Ar	^{84}Kr	^{132}Xe	$\frac{^{129}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{20}Ne}{^{22}Ne}$	$\frac{^{36}Ar}{^{38}Ar}$	Возраст $K = Ar \cdot 10^9$ лет	Литература
			Углистые хондриты				
850	0,92	1,0	1,09	8,3	5,4	2,4	[79, 150]
400	0,90	1,0	1,08	4,3	5,6	1,3	[130, 150]
–	–	–	1,08	9,1	5,4	–	
			Хондриты, богатые газами				
–	0,41	0,112	1,25	10,7	5,04	–	[69], Manuel (1964)
4530	–	0,009	1,0	12,4	5,7	3,8	[78], König (1962)
			Ахондриты разные, богатые газами				
2700	0,06	0,008	1,0	11,3	5,0	4,4	[15, 130, 151] Kirsten (1960)
1140	0,02	0,006	1,0	13,9	5,2	4,4	[69, 95, 151]
–	0,57	0,02	0,98	10,2	5,35	–	

топный состав Xe обязан ряду процессов – спонтанному делению ^{238}U, индуцированному нейтронами делению ^{235}U и др. [1, 12]. ^{129}Xe, в частности, образовался из ^{129}J[11]. Это позволило Д. Рейнольдсу по содержанию ^{129}J, ^{129}Xe в метеоритах определить дистанцию между временем нуклеогенеза и образованием Земли ($\sim 100 \cdot 10^6$ лет). Темные разности хондритов содержат первоначальные газы, в светлых они отсутствуют. Ко второй группе хондритов, ахондритов и железных метеритов мы условно отнесли и энстатитовые хондриты, в которых, однако, отношение $^{129}Xe/^{132}Xe$ самое высокое. Они являются переходными в этом смысле между двумя газовыми группами. Как видно из табл. 14, в хондритах, ахондритах и железных метеоритах (они составляют основную массу метеоритов) отношения $^{20}Ne/^{22}Ne$, $^{36}Ar/^{38}Ar$ и др. значительно отличаются от соответствующих отношений атмосферных инертных газов, особенно это касается инертных газов железных метеоритов. Первичные газы в них утеряны.

Космогенные газы и другие изотопы возникают, как хорошо известно, в результате процессов скалывания [10, 12, 13]. В известной степени их состав, конечно, зависит от состава метеоритов, например железных или каменных, содержания Cl, S и т.д. Эти процессы были моделированы на ускорителях, когда в качестве мишени брали железный метеорит [13, 59]. Но удивительно мал пай этих космогенных газов в метеоритах по сравнению с первоначальными газами, особенно, если еще иметь в виду огромное время жизни метеоритов в космосе. По составу этих газов, а именно по $^{36}Ar/^{36}Cl$, $^{3}He/^{4}He$, а также по $^{41}K/^{40}K$ и другим отношениям [36, 60], можно было определить время экспозиции вещества метеоритов под облучением в космосе, если не считаться с очень вероятными потерями этих газов. Иными словами, этот радиационный возраст, по мнению ряда ученых, дает время разрушения малых космических тел, так как космическое облучение вызывает эффект лишь на небольшую глубину, около 70 см. Так, например, в Canyon Diablo не было найдено ^{26}Al, ^{10}Be. Защитный слой, подвергавшийся облучению, сгорел в атмосфере Земли, а глубокие слои метеорита не были затронуты облучением и т.п.

[11] J накапливается главным образом в сульфидной фазе. Избыток ^{129}Xe объясняется высоким содержанием ^{129}J в метеорите. ^{136}Xe – продукт деления ^{238}U и ^{244}Pu. См. D. Tills (Science. 1966. Vol. 153, N 3739. P. 981–984) о солнечном ветре как источнике нейтральных газов в метеоритах. Но некоторые ученые не связывают ^{129}Xe с J и Te.

Таблица 14. Метеориты, содержащие преимущественно космогенные и радиогенные газы (бедные газами) (10^{-8} см^3/г)

Метеориты	^{3}He	^{4}He	^{20}Ne	^{21}Ne	^{22}Ne	^{36}Ar	^{38}Ar	^{40}Ar
			Хондриты обыкновенные					
Еленовка	52	1700	7,04	7,30	8,05	5,50	1,70	4800
Саратов	36	1770	7,04	7,17	7,39	5,40	1,66	3900
Севрюково	6,7	580	6,9	2,35	7,54	22,0	4,20	3460
Среднее (28 случаев)								
			Хондриты энстатитовые					
Abee	12	1320	10	2,5	3,3	37,2	6,9	6900
Индарх	13	1270	7,7	3,6	4,5	6,3	1,6	5620
			Ахондриты разные					
Pena blanca	117	1160	21,3	21,5	25,6	0,8	0,7	950
Johnstown	49	610	8,2	8,1	8,9	0,55	0,7	67
Подварнинкяй	–	250	3,7	1,9	1,6	0,9	1,0	359
			Железные метеориты					
Toluca	100	295	0,8	0,8	0,85	1,7	2,4	15
Canyon Diablo	4,2	42	0,11	0,11	0,11	0,27	0,44	16,7
Odessa	220	710	2,4	2,3	2,4	7,0	12,0	10,1
Атмосферы Земли	–	–	16,3	0,047	1,6	31,0	5,8	–

Метеориты	^{84}Kr	^{132}Xe	$\frac{^{129}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{20}Ne}{^{22}Ne}$	$\frac{^{36}Ar}{^{38}Ar}$	Возраст $K = Ar \cdot 10^9$ лет	Литература
			Хондриты обыкновенные				
Еленовка	–	0,08	1,06	0,87	3,3	3,9	А.П. Виноградов, И.К. Задорожный (1965 г.)
Саратов	–	0,11	1,07	0,96	3,2	3,2	То же
Севрюково	–	0,13	1,35	0,9	5,0	3,5	” ”
Среднее (28 случаев)	(< 0,03)	(0,05)	(1,0)	0,93	1,7	–	
			Хондриты энстатитовые				
Abee	0,15	0,08	6,4	3,0	5,4	4,7	[150]
Индарх	0,04	0,07	4,0	1,7	4,0	4,3	[150]
			Ахондриты разные				
Pena blanca	–	–	–	0,84	1,1	3,14	[78]
Johnstown	–	–	–	0,92	0,8	4,32	[78]
Подварнинкяй	–	–	–	2,3	0,9	1,0	[25] и др.
			Железные метеориты				
Toluca	–	Сл.	–	0,94	0,71	–	[69]
Canyon Diablo	–	”	–	1,0	0,62	–	
Odessa	–	”	–	1,0	0,6	–	[69]
Атмосферы Земли	0,57	0,02	0,98	10,2	5,37	–	

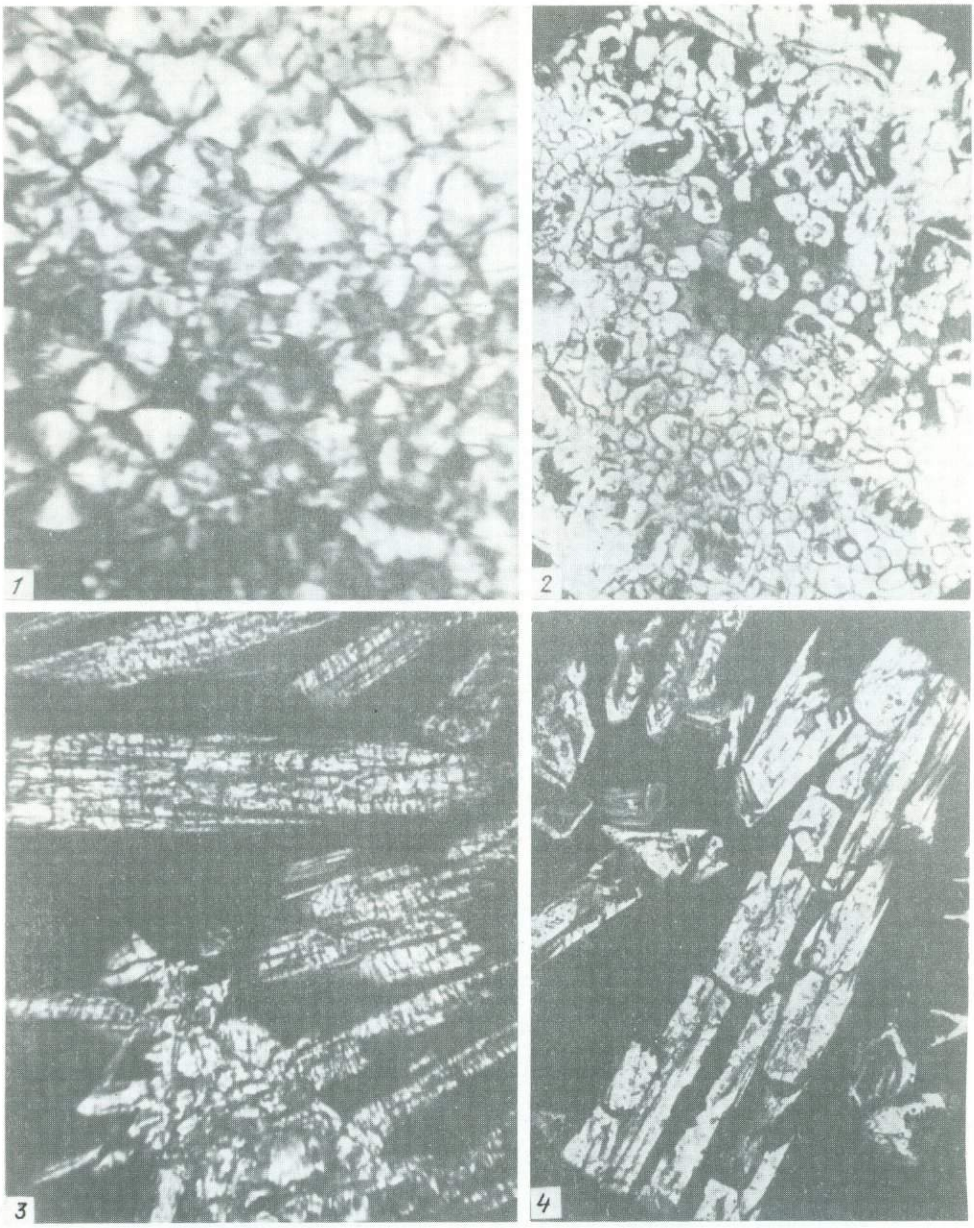
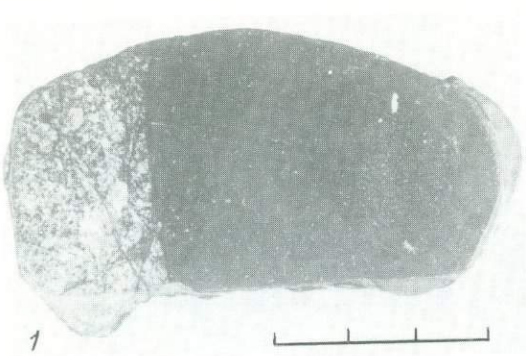


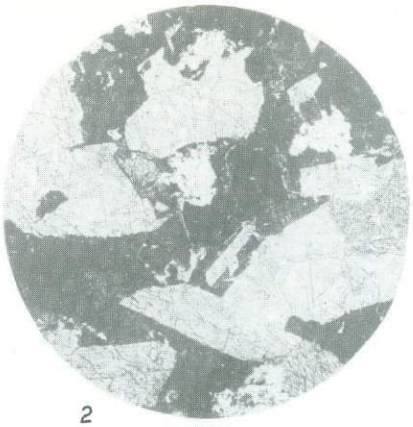
Таблица I

1 – шлиф из силикатной фазы после зонной плавки на расстоянии 1 мм от апикального конца. Увел. 75; *2* – то же на расстоянии 4 мм от апикального конца. Увел. 75; *3* – то же на расстоянии 85 мм от апикального конца. Увел. 75; *4* – то же на расстоянии 100 мм от апикального конца. Увел. 75

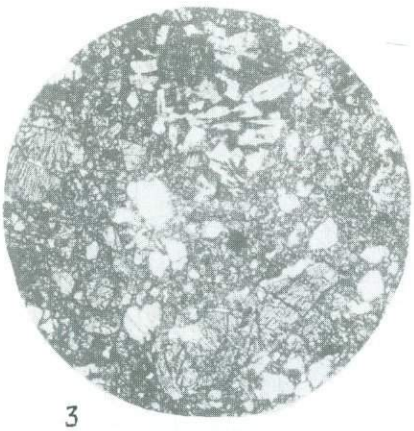
½ I. Зак. 2245



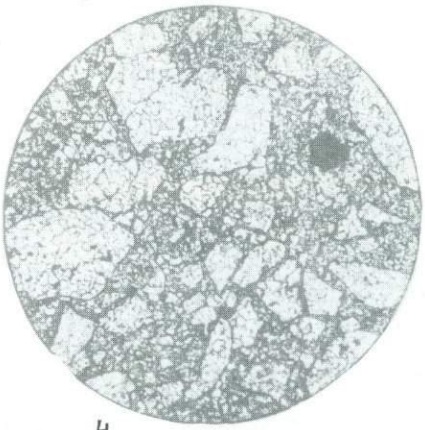
1



2

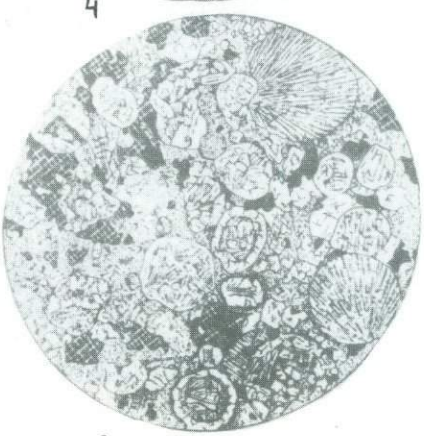


3



4

5



6

Таблица II

1 – хондрит из Первомайского поселка. Видны светлая и темная части метеорита; *2* – эвкрит Червонный Кут, похожий по структуре на горную породу диабаз. Таблички несколько запыленного плагиоклаза – светлые; промежутки, заполненные моноклинным пироксеном, – серые; зерно магнетита – черное (прозрачный шлиф); (d = 3,5 мм); *3* – говардит Юртук. Обломочное строение – осколки зерен плагиоклаза и пироксенов (обломки эвкритов). Наиболее крупные обломки – оливина, меньше – пироксена, еще меньше – плагиоклаза (d = 3,5 мм); *4* – амфотерит Вавиловка. Брекчиевая структура хондрита. Видны осколки хондр (d = 3,5); *5* – Нечаево – мезосидерит (каменно-железный), силикатная фаза. Силикатная фаза – полимиктная брекчия, оливин, пироксен, железоникелевый сплав, остатки хондр; *6* – хондрит неизменный – Александровский хутор. Видны хондры разных размеров (d = 3 мм)

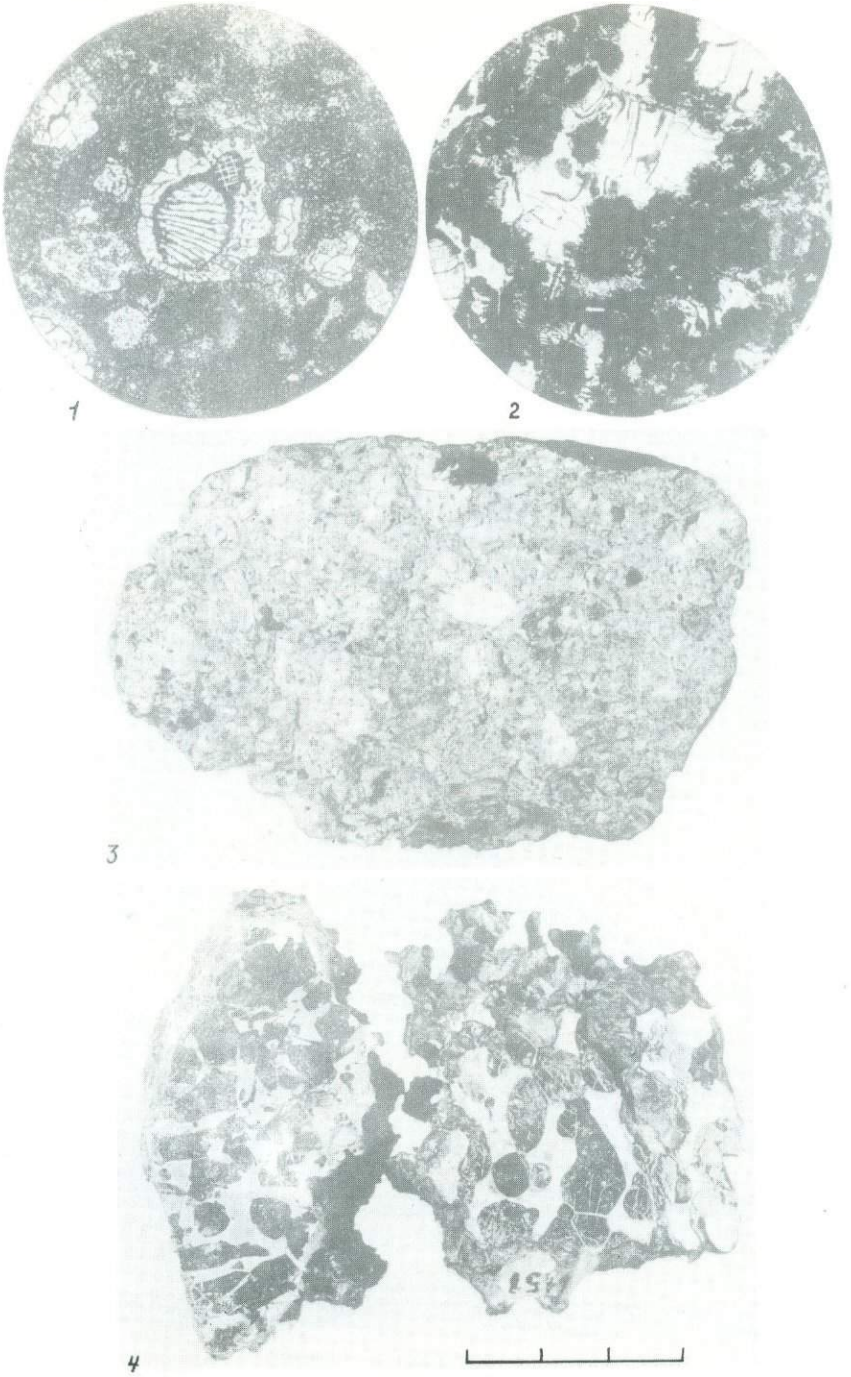
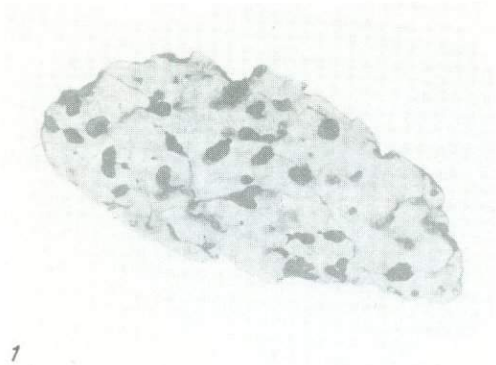
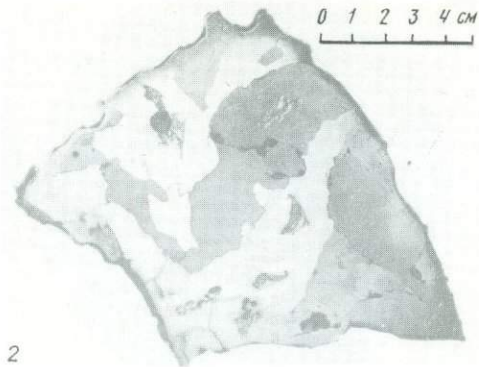


Таблица III

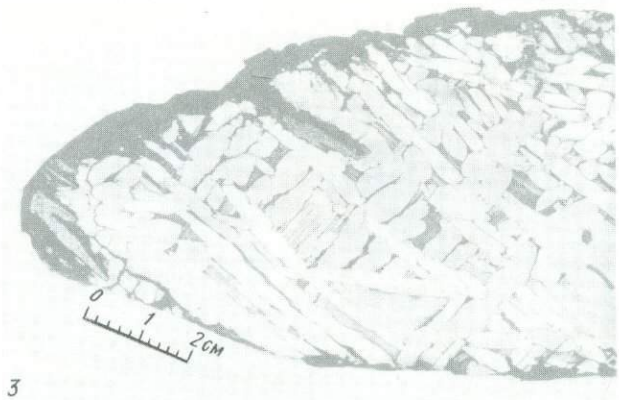
1 – углистый хондрит Грозная. Черная непрозрачная масса – видны отдельные хондры и зерна оливина. Капля Fe-Ni сплава с края силикатной хондры. Оторочка – черное кольцо – прежние размеры хондр ($d = 2$ мм); *2* – ахондрит бесполевошпатовый. Урелит Новый Урей. Зерна оливина (большие светлые) с каемками непрозрачной пыли. Черное углистое вещество в виде округоых скоплений ($d = 2$ мм); *3* – ахондрит энстатитовый Старое Песьяное. Брекчевидный – белые и более темные обломки. На изломе видны хондры и крупные кристаллы энстатита. Черное – Fe-Ni, окислы, непрозрачные минералы; *4* – каменно-железные метеориты. Слева – Брагин, справа – Палласово железо. На полированной поверхности: светлое – металлическая фаза, темное – оливин



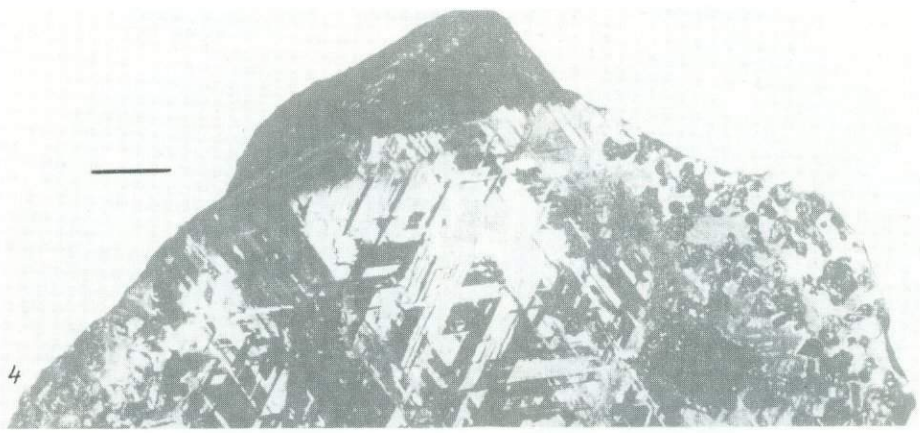
1



2



3



4

Таблица IV

1 – железный метеорит Эльга. На полированной поверхности железного метеорита видны вкрапления силикатной фазы полевошпатового состава; *2* – протравленная поверхность гексаэдрита Сихотэ-Алинь. Видна кусковатая структура и ориентированный блекс; *3* – октаэдрит Чебанкол. Полированная поверхность. Видна видманштеттеновая структура; *4* – железный метеорит. На полированной поверхности видны участки видманштеттеновой структуры и участки палласитового строения

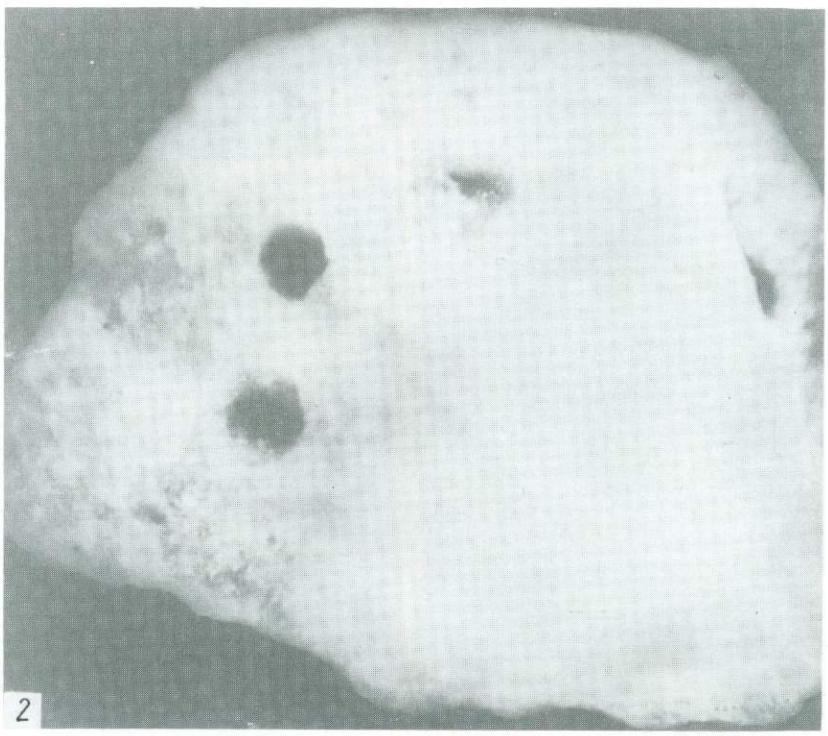


Таблица V

1 – отдельные порции реголита; *2* – фрагмент анортозитовой породы, содержащей шаровидные поры и мелкие выделения металлического железа. Фракция 0,9 мм, увел. 30

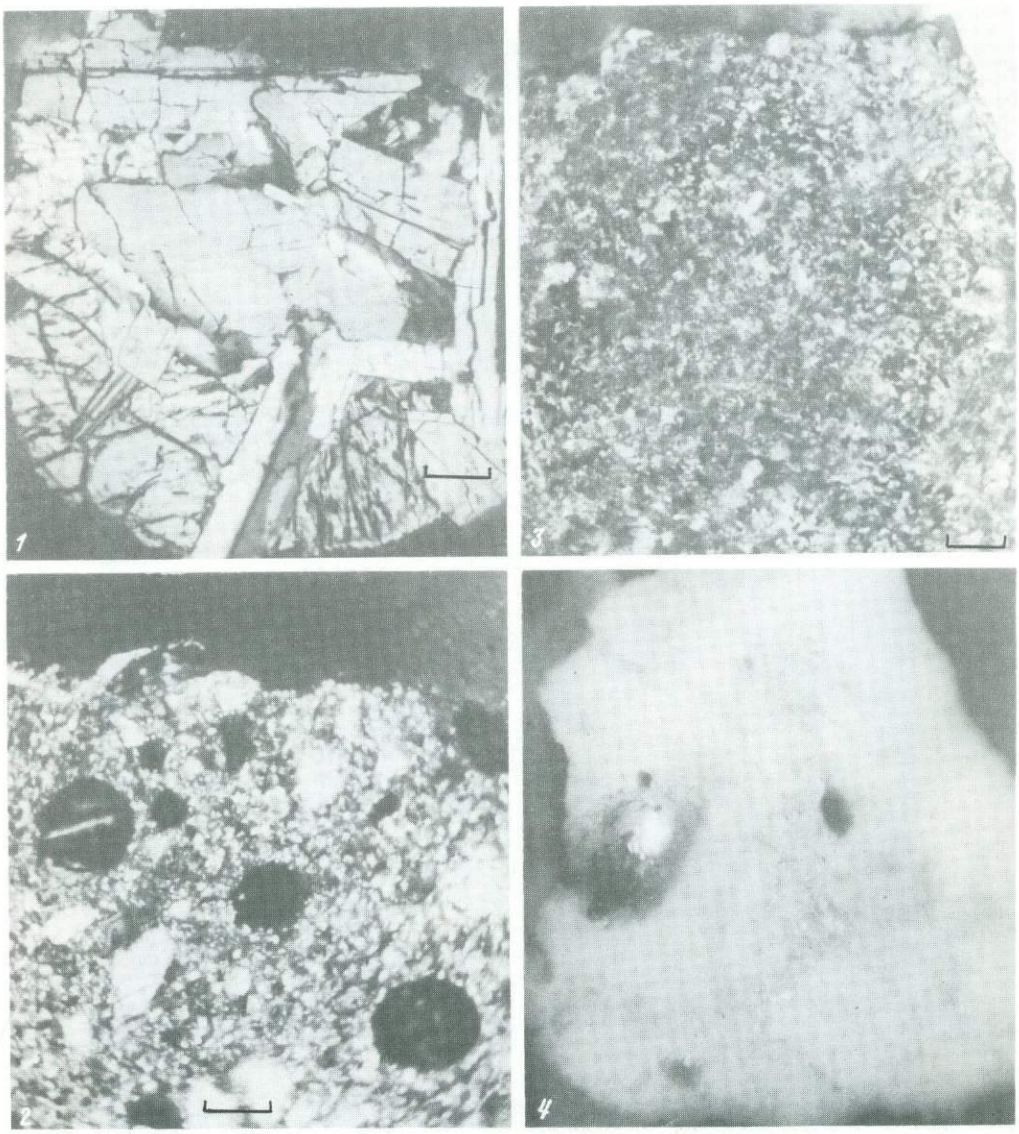


Таблица VI

1 – шлиф троктолита в поляризованном свете; *2* – шлиф анортозита эффузивного облака; *3* – шлиф раскристаллизованного анортозитового стекла; *4* – выделение железа в частице анортозита

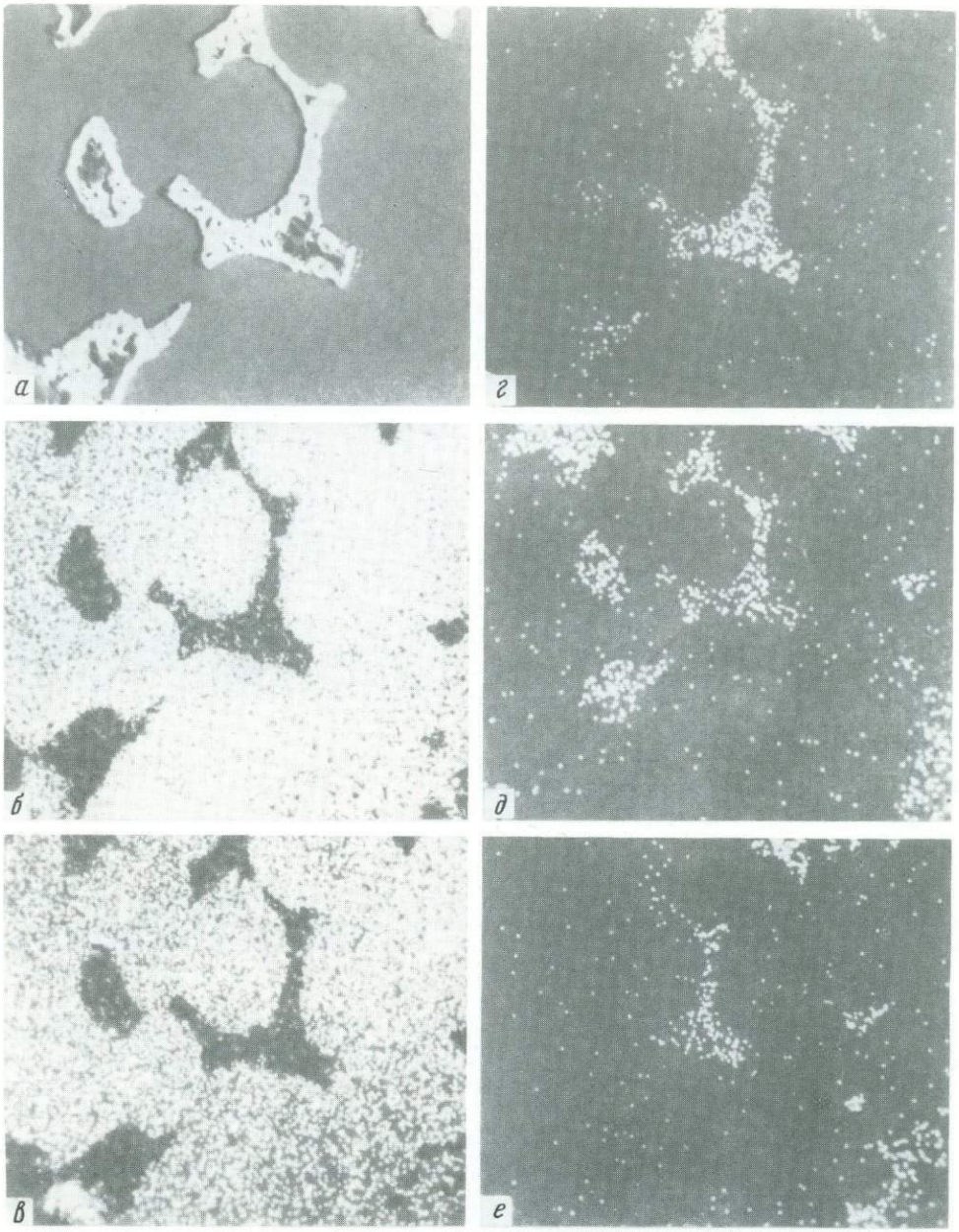


Таблица VII

Распределение элементов между металлической и силикатной фазами в частице металлического железа по данным рентгеноспектрального микроанализа

а – распределение в рассеянных электронах; *б* – Fe; *в* – Ni; *г* – Si; *д* – Ca; *е* – Mg

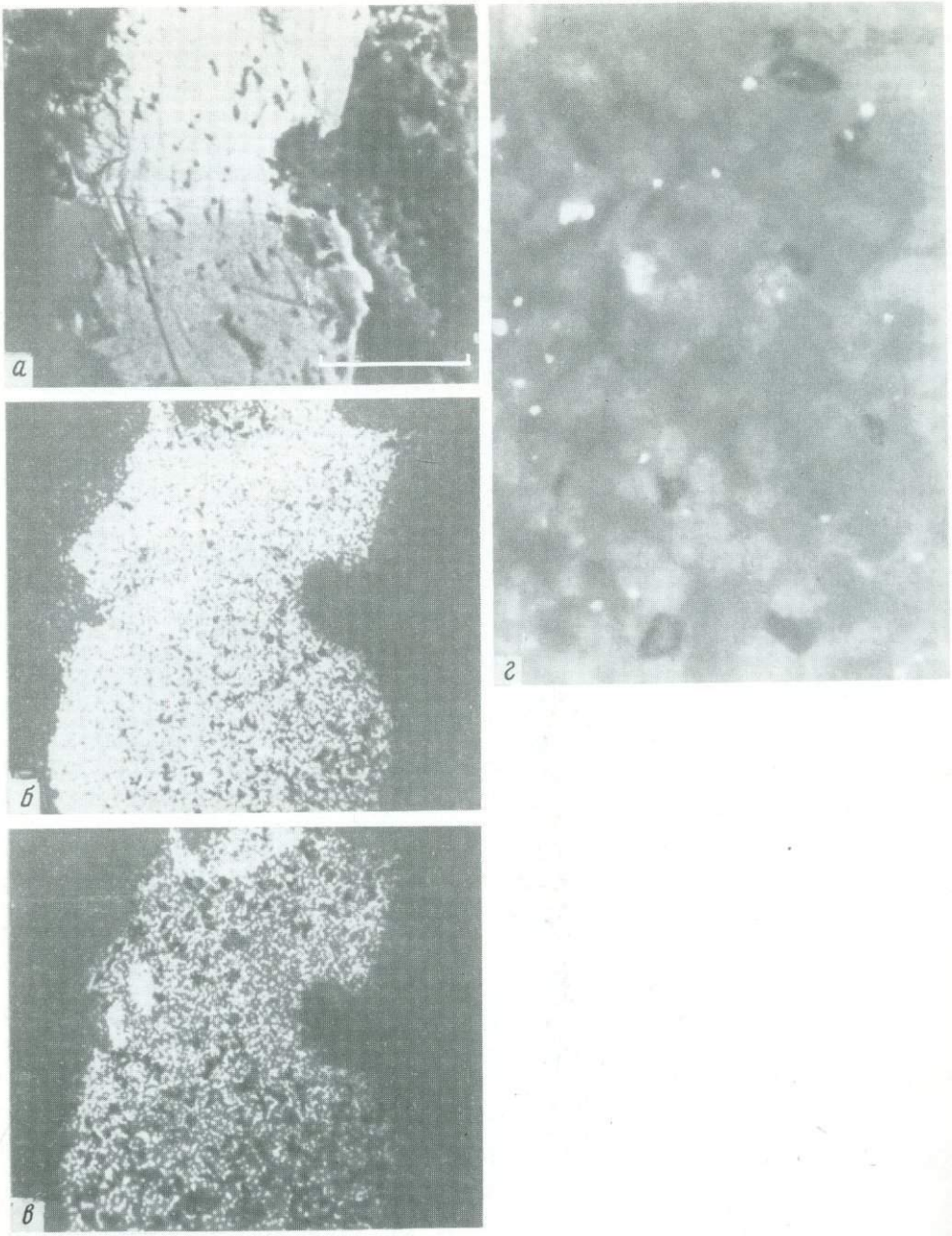


Таблица VIII

Распределение железа и никеля в частице металлического железа по данным рентгеноспектрального микроанализа: *а* – распределение в рассеянных электронах, *б* – железо, *в* – никель; *г* – мелкие выделения металлического железа в анортозитовой породе в полированном шлифе

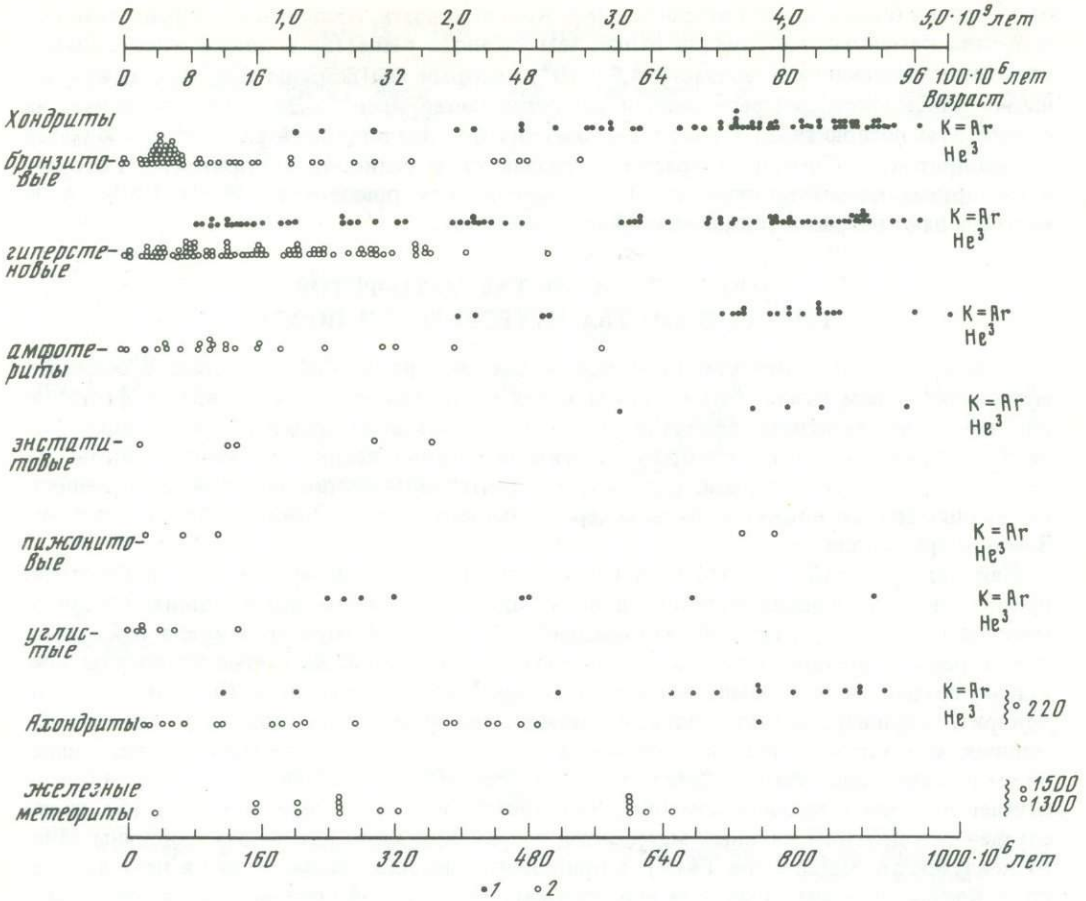


Рис. 2. Абсолютный и радиационный возраст метеоритов

1 – абсолютный возраст K/Ar (верхняя шкала); *2* – радиационный ^{3}He возраст (нижняя шкала). Для радиационного возраста железных метеоритов внизу приведена своя шкала. По разным авторам [15, 29, 31, 48, 50, 57, 58, 65, 70, 77 и др.]

Подобные радиационные возрасты представлены в виде примеров на рис. 2. Значения радиационных возрастов различных хондритов и ахондритов локализуются более менее компактно в пределах $(20–40) \cdot 10^6$ лет, у бронзитовых они ниже и локализуются $\sim 4 \cdot 10^6$. У гиперстеновых хондритов разброс больше. Для грубых октаэдритов возраст локализуется около $9 \cdot 10^8$ лет, а для среднеструктурных октаэдритов $\sim 6{,}5 \cdot 10^8$ лет. Но, может быть, это связано с недостаточной статистикой. Были попытки приурочить к этим "пиковым" возрастам – датам – те или иные космические события. Например, предполагают, что железный метеорит Canyon Diablo отделился от космического тела $\sim 540 \cdot 10^6$ лет назад, а был раздроблен $\sim 170 \cdot 10^6$ лет назад. Удивительно, что железные метеориты, которые по представлениям многих ученых были скрыты внутри космических тел и, следовательно, разрушались, так сказать, в последнюю очередь, имеют радиационный возраст на порядок выше $(80–900) \cdot 10^6$ лет, чем все каменные. Наконец, содержание радиогенных продуктов радиоактивного распада U, Th, ^{40}K, ^{4}He, ^{40}Ar, а также изотопов Pb позволило, как известно, тем или другим способом определить абсолютный возраст метеоритов и время их отвердевания. K-Ar возраст метеоритов представлен в табл. 13, 14. Он дает несколько более высокие значения, чем ^{4}He и ^{3}T возраст. По-видимому, ^{87}Rb/^{87}Sr метод дает надежные результаты, как и ^{207}Pb/^{206}Pb метод [28, 113]. Я не имею возможности остановиться

на вопросе об абсолютном возрасте [36]. Кстати сказать, абсолютный возраст темного вещества каменных метеоритов выше, чем светлого вещества в одном куске. Общая тенденция направлена к возрасту $4{,}5 \cdot 10^9$, который мы должны признать за возраст начала химической дифференциации вещества метеоритов[12]. Это тоже указывает на возможную потерю газов в некоторых метеоритах. Значительный разброс наблюдается у ахондритов, небольшие возрасты наблюдаются у углистых хондритов, у которых легче других может теряться Ar. Fe-метеориты, как правило, по Pb/Pb, Rb/Sr, Ar/K методам дают возрасты, близкие к $(4–4{,}5) \cdot 10^9$ лет.

ОТРАЖАЕТ ЛИ СОСТАВ МЕТЕОРИТОВ СОСТАВ ВЕЩЕСТВА МЕТЕОРИТНОГО ПОЯСА?

Теперь, когда мы представляем все возможное разнообразие состава вещества в метеоритах и нам нужно будет сказать о тех процессах, которые привели к фракционированию метеоритного вещества, я хотел бы несколько задержать ваше внимание на том, какие же типы метеоритов преимущественно падают на Землю, какова их масса, с тем чтобы правильно судить о действительном составе метеоритного вещества, вращающегося вокруг Солнца и пересекающего орбиты Земли и Марса, и составе Земли и других планет и Солнца.

Как видно из табл. 15, 16, в настоящее время собрано в музеях 1759 метеоритов, причем число найденных метеоритов преобладает над числом наблюдавшихся падений метеоритов[13]. Среди падений преобладают каменные метеориты, а среди найденных преобладают железные метеориты. Это легко объясняется. Железные метеориты прекрасно сохраняются в Земле, каменные со временем разрушаются. Ни один углистый хондрит, например, не был найден. Возможно, что общее число падений больше для каменных, чем для железных метеоритов. А среди каменных первое место по числу падений и находок занимают хондриты (именно гиперстеновые). Они составляют 84% всех случаев находок и падений каменных метеоритов. Как мы видим (см. табл. 15), число случаев для других каменных метеоритов несравнимо мало или же они единичны. Много неизученных метеоритов (44%), а приблизительно для 100 метеоритов неустановлено, к каким главным типам они принадлежат. Но, с другой стороны, масса всех железных метеоритов значительно выше массы всех известных каменных метеоритов. Действительно, масса только четырех самых крупных железных метеоритов на Земле – Hoba (Африка), Canyon Diablo (США), Сихотэ-Алинь (СССР) и Cape York (Гренландия) – составляет тысячи тонн. Каменные метеориты редко имеют массу около тонны (единственный такой случай – Norton County), обычно же большие падения и дожди составляют массу в сотни килограммов, а в большинстве случаев значительно меньше. Вероятно, каменные метеориты легче раскалываются при соударениях в космосе. Но отсутствие крупных кусков каменных метеоритов не может быть объяснено распылением этих рыхлых метеоритов в атмосфере Земли, потому что куски каменных метеоритов, образовавшиеся при дроблении в атмосфере, легко затем складываются в один доатмосферный монолит.

Напомню, что наша планета состоит из ~40% Fe-сплава и ~60% силикатной фазы. Это отношение близко и для других земных планет. Таким образом, возникает альтернатива: 1) принять ли средний состав метеоритов, оказавшихся в руках человека, как отвечающий среднему составу метеоритов, существующих в нашей Солнечной системе или 2) считать, что состав вещества метеоритов, упавших на Землю (как и на другие планеты), имеет селективный характер (и, следовательно, изменяется во времени) и не представляет действительного среднего состава находящихся в космосе метеори-

[12] Достаточно напомнить данные Пинсона и др. по определению Rb/Sr методом возраста хондритов и данные Хесса и др., полученные Pb/Pb методом также для каменных метеоритов. Они практически одинаково дали результаты от свыше $3 \cdot 10^9$ до $4{,}5 \cdot 10^9$ лет.

[13] Известна статистика падений по сезонам [82, 83]; по объединению метеоритов в географические группы [43, 96] и т.п.

Таблица 15. Каменные метеориты (на январь 1965 г.)

Тип метеоритов	Число падений	Число находок	Всего
Хондриты			
Оливиновые	3	1	4
Бронзитовые	62	21	83
Гиперстеновые	131	33	164
Углистые	23	–	23
Энстатитовые	15	4	19
Амфотериты	9	1	10
Неклассифицированные	353	263	616
Всего	596	323	919
Ахондриты бесполевошпатовые			
Обриты	6	1	7
Уреилиты	2	1	3
Диогениты	5	–	5
Наклиты	1	1	2
Ангриты	1	–	1
Шассиньиты	2	–	2
Всего	17	3	20
Ахондриты полевошпатовые			
Эвкриты	15	3	18
Шерготиты	1	–	1
Говардиты	14	2	16
Всего	30	5	35
Неклассифицированные ахондриты	3	3	6
Всего ахондритов	50	11	61
Неклассифицированные каменные метеориты	58	44	102
Всего каменных метеоритов	704	378	1082

Таблица 16. Каменно-железные и железные метеориты (на январь 1965 г.)

Тип метеоритов	Число падений	Число находок	Всего
Каменно-железные метеориты			
Палласиты	3	40	43
Сидерофиры	–	1	1
Лодраниты	1	–	1
Мезосидериты	8	12	20
Неклассифицированные каменно-железные метеориты	3	11	14
Всего	15	64	79
Железные метеориты			
Гексаэдриты	6	45	51
Атакситы, бедные никелем	1	24	25
Октаэдриты			
грубоструктурные	7	108	115
среднеструктурные	13	179	192
тонкоструктурные	4	78	82
брекчиевые	2	12	14
Атакситы, богатые никелем	–	39	39
Неклассифицированные железные метеориты	5	21	26
Всего	45	553	598
Всего метеоритов	764	995	1759

тов. Если бы мы приняли первое положение, то, по мере того как на Земле появлялись бы новые находки и падения единичных пока метеоритов особенного состава (таких как шассиньиты, ангриты, шерготтиты, сидерофиры, лодраниты и т.д.), мы должны были бы постоянно изменять свое представление о составе метеоритного вещества. Поскольку единственно хондриты отвечают больше, чем другие метеориты, среднему составу Солнца [5], мы принимаем второе положение о том, что выпадение метеоритов имеет селективный характер, имея в виду при этом выпадение огромных масс Fe, но не объясняя самого явления.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТЕОРИТОВ

Теперь переходим к вопросу о тех процессах, которые вызвали фракционирование вещества метеоритов.

Идея, что хондры являются застывшими капельками силикатов, была высказана еще в прошлом веке. Однако параллельно было высказано много других представлений о способе образования хондр, прежде всего и главным образом связанных с идеей существования малых космических тел (лун, астероидов), на поверхности которых в результате вулканизма или гипотетической сфероидальной кристаллизации возникли хондриты и другие метеориты [136, 138]. Нужно заметить, что вулканические бомбы, ляпилли насыщены вульгарными газами, имеют газовые пузыри и т.п., чего никогда не встречалось в хондритах.Можно видеть слившиеся хондры – гантели, овальные или с носиком, подобно каплям стекла, и т.п. – формы застывшей жидкости. Эти капли силикатов могут быть получены экспериментально из низкотемпературной плазмы. При подземных взрывах атомных бомб образуются подобные сплошные шарики разных размеров (от долей ангстрема и больше). Величина их зависит от мощности взрыва и балласта бомбы. Чем мощнее взрыв, тем больше тепла и тем меньше размеры шариков. Следовательно, размер хондр указывает на характер областей их конденсации по отношению к Солнцу. Таким образом, солнечное плазменное вещество при температуре $\sim 5000\,^{\circ}C$ и ниже подобным путем частично превращалось в результате резкого охлаждения за очень короткое время, изменяемое секундами, в твердые застывшие силикатные шарики. Конденсация происходила не из пара (как думают некоторые исследователи), а через образование жидких капель.

Хондры содержат стекло и обладают сферической формой. Это достаточно убедительные признаки их бывшего жидкого сфероидального состояния. Хондры сплошные, они подобны градинам с концентрическими слоями. К тому же конденсация в твердую хондру непосредственно из пара невозможна еще и потому, что при этом процессе возникает образование кристаллов – дендритов роста. Силикатное вещество имело высокую температуру испарения и плавления, особенно оливинов ($> 1800\,^{\circ}C$ и выше). Возможно, при некоторых условиях эти капельки подвергались неоднократной переконденсации и благодаря этому "очищались" от более летучих примесей, например оливиновые и другие хондры (особенно "чистые" как мы видели в палласитах и т.п.), что способствовало известному фракционированию химического состава силикатных хондр [2]. Хондры встречаются и в ахондритах, например обычно в уреилитах, говардитах и даже в виде осколков в каменно-железных метеоритах, мезосидеритах.

Хондры во многих хондритах со временем подверглись перекристаллизации, образовав разнообразные структуры кристаллических хондритов. Процесс превращения хондр может быть гораздо более сложным, и хондры иногда целиком превращаются в кристаллические агрегаты. Это можно заметить в хондритах (и ахондритах) в виде тонкого рисунка, сохранившегося на месте бывшей хондры. Эксперименты показывают, что при температуре свыше $1000\,^{\circ}C$ хондры довольно быстро исчезают, а при температуре $\sim 500\,^{\circ}C$ и давлении $\sim 10\,000$ атм хондры исчезают в течение короткого времени [4]. Таким образом, вещество хондритов, несомненно, участвовало

в составе ахондритовых метеоритов. Исчезновение хондр в процессе их метаморфизма вызвало представление о происхождении именно таким путем ахондритов. Однако одного метаморфизма без изменения химического состава, например потери части вещества, как это мы видели, недостаточно.

После образования хондр происходил процесс их слипания в вакууме, агломерация разнородных по образованию и истории вещества хондр. Эти процессы агломерации, сопровождавшиеся соударениями, раздроблением и потерей вещества хондр, происходят в различных условиях, в различных полях облака, которое имело, очевидно, достаточную протяженность, вследствие чего также возникало известное разнообразие в составе хондритов – углистых, которые богаты летучими, энстатитовых и обыкновенных хондритов. Разнообразные брекчиевые структуры метеоритов достаточно точно указывают на процессы соударений. Каждый кусок метеорита претерпел каскады ударов. В остывавшем облаке локально происходила агломерация и химические процессы с разными формами Fe, конденсация которого шла независимо от конденсации силикатного вещества. Таким образом, среди хондритов образовались три генетически связанные семейства хондритов – углистые, энстатитовые и обыкновенные хондриты (богатые и не богатые первоначальными газами). Но все они вместе представляют одну линию изменения первичного вещества. Углистые хондриты не могли быть первоначальным веществом, из которого образовались все другие хондриты и ахондриты. Их масса, вероятно, очень мала. Их состав не отвечает составу Солнца. Их образование связано с локальным процессом агломерации в остывавшем облаке, содержавшем много летучих – H_2O, C, S и т.п.

Хондриты не могли быть фрагментами какого-либо крупного космического тела, в этом случае хондры от давления исчезли бы. Они не могли представлять и внешней оболочки малых космических тел, так как при дифференциации этих тел на оболочки (как это считают необходимым для объяснения происхождения "ахондритных" слоев) произошло бы выплавление и дегазация из внутренних частей тела, в результате чего на поверхности оказалась бы более легкоплавкая фракция вещества.

Значительно более сложны и еще далеко не ясны взаимоотношения в группе ахондритов. Часть ахондритов в известной степени близка по своему характеру, по составу, даже по содержанию редких хондр к хондритам, как, например, уреилиты, особенно углистые, и может быть гиперстеновые ахондриты – диогениты. Возможно, что энстатитовые ахондриты (обриты) окажутся связанными в своей истории с энстатитовыми хондритами. Другая группа – наклиты, ангриты, шассиньиты – совершенно обособлена из-за своеобразия состава. Наконец, полевошпатовые ахондриты, собственно говоря эвкриты (остальные – полимиктные брекчии), составляют третью группу. Среди ахондритов наблюдаются, как и среди хондритов, метеориты с высоким содержанием фракции легколетучих веществ и с первоначальным составом нейтральных газов. Я уже отмечал, что нередко высокое содержание первоначальных нейтральных газов ассоциирует с ахондритами брекчиевой структуры (например, с говардитами). И это является загадкой.

Допускают, что ахондриты образовались из хондритов в результате их метаморфизации. Очевидно, это может в какой-то степени относиться лишь к определенным бесполевошпатовым ахондритам – уреилитам, энстатитовым и гиперстеновым ахондритам. Но и при этих условиях понятие метаморфизма тогда должно быть расширено, так как эти возможные превращения связаны в данном случае с потерей вещества хондритами – Fe, FeS_n, рассеянных элементов – в результате нагревания, окисления и т.п. В других случаях эти превращения еще более глубоки и связаны с заменой состава, с привносом вещества (например, в полевошпатовых ахондритах). В этом последнем случае процесс превращения хондритов в богатые Al, Ca ахондриты можно представить лишь только как результат селективного выплавления хондритового материала. При этом мы должны вспомнить, что полевые шпаты неустойчивы при высоких температурах и давлениях [42]. Возникает вопрос: где происходил этот процесс, если он имел место? И если вспомнить, что мы встречаем ахондриты, по-

добные основным горным породам Земли, диабазам (эвкриты) или веществу мантии – оливин с хромитом в шассиньитах и т.п., то невольно возникает ответ. Подобные ахондриты, следовательно, испытали планетарную стадию и были образованы в результате процессов выплавления при дифференциации вещества космического тела лунных размеров, т.е. прошли, так сказать, через магматогенный процесс. Если это допустить, что данный процесс, очевидно, может относиться только к совершенно определенным ахондритам, среди которых, например, нет метеоритов с первоначальными газами и т.д., т.е. это касается прежде всего некоторых эвкритов, может быть наклитов (?), ангритов (?), шассиньитов (?). Может быть, потому и мало выпадает на Землю этих своеобразных по составу метеоритов, если этот процесс выплавления на лунных телах совершенно редкое явление?

Таким образом, мы должны допустить, не имея лучшего решения для ограниченной группы ахондритов, в качестве гипотезы другой способ их образования, чем для хондритов, т.е. прохождение планетной стадии.

Космическая история Fe – кардинальный вопрос. При конденсации остывающего солнечного материала Fe конденсировалось в виде металлического сплава. Предположение, что первичной формой конденсации был FeO, а затем он был восстановлен водородом или другими газами, очевидно, в метеоритном веществе, не может быть принято, потому что в этом случае в восстановленном из FeO металлическом железе не могли оказаться те высокие количества Ni, Co, Pt, Ge, Sn и других элементов-примесей, которые и не могли по соображениям изоморфизма находиться вместе с FeO, но которые находятся, как мы знаем, в металлическом сплаве метеоритов. Невозможно представить извлечение жидким Fe метеоритного вещества всех этих элементов-примесей. Железо конденсировалось раздельно, самостоятельно, независимо от силикатной составляющей в виде железного дождя (как это образно рисовал в свое время А. Ейкен, правда, имея в виду другие цели), растворяя те элементы-примеси, которые дают с Fe твердые растворы.

Я много раз возвращался к этой идее о раздельной конденсации Fe [2, 3]. Действительно, являются ли палласиты результатом незаконченной дифференциации вещества на силикатную фазу и металл, скажем, в гравитационном поле или обратно – являются результатом агломерации силикатного вещества железом? Иначе как можно объяснить образование мезосидеритов (Таблица IV, *4*), содержащих в силикатной фазе полимиктную брекчию? Только путем агломерации. Конденсация Fe происходила из пара в жидкость. В хондритах и других метеоритах можно видеть круглые застывшие капли железа (Renazzo, Грозная). Не исключена возможность конденсации Fe из пара непосредственно в твердое состояние, но, исходя из равновесия Fe в тройной точке, можно думать, что имеется очень узкая область непосредственного перехода $Fe_{пар}$ в твердое тело, причем при очень высоком вакууме. В этом процессе должны были бы расти дендриты Fe. В связи с этим интересно обратить внимание на форму неправильных кусочков FeNi фазы в каменных метеоритах. Таким образом, агломерация железом разнородного силикатного вещества привела к образованию различных железокаменных, смешанных метеоритов.

Конденсация Fe в облаке происходила одновременно при взаимодействии с O_2, H_2S и силикатным веществом. Чтобы объяснить разнообразие отношений между FeO (силикатным железом), Fe металлическим и FeS_n хотя бы в хондритах, нужно представить сложные локальные ситуации в протяженном солнечном материале, одновременное и интенсивное взаимодействие между силикатным веществом (хондрами), различными соединениями Fe, газами на фоне непрерывных столкновений, газовых ударных волн и под действием космической радиации. В результате – разнообразие форм отношений Fe/(силикатная фаза) в метеоритах. Собственно железные метеориты несут признаки неоднократных ударов, деформацию пластинок FeS_n и другое. Наконец, все тот же вопрос, который уже возник у нас в связи с историей ахондритов. Проходило ли метеоритное Fe, т.е. FeNi метеориты, планетную стадию, т.е. будучи агломерировано веществом, достигшим размеров лунного космического тела, не ока-

залось ли оно в результате процессов дифференциации его на оболочки вторично выплавленным, например, железным ядром? Затем же в результате столкновения по крайней мере двух тел и гибели миров оно вновь возвратилось к жизни железного метеорита. На основании всего, что нам стало известно о железных метеоритах, представляется, что эта гипотеза о вторичном плавлении Fe в недрах лун может быть обойдена. Во всяком случае необходимо показать признаки этого вторичного плавления.

БЛИЖАЙШИЕ ПРОБЛЕМЫ КОСМИЧЕСКОЙ ХИМИИ

В заключение должен сказать, что состав метеоритов, хондритов наиболее близок к составу обращающегося слоя Солнца. На основании определения абсолютного возраста метеоритов (и Земли) $(4{,}7–5{,}0)\cdot10^9$ лет назад Протосолнце выбросило огромную массу горячего плазменного вещества, которое образовало в экваториальной плоскости Солнца кольцо. Таким образом, высокая температура и давление были только в начале жизни метеоритов. По мере остывания плазменного облака при температуре ниже 5000 °С и значительной еще плотности пара началась конденсация вещества в виде капель силикатной жидкости – хондр – и раздельной конденсации железоникелевого сплава. В силу ротационной неустойчивости остывающее вещество протосолнечного кольца разбилось на ряд сгущений, которые привели к образованию планет земного типа, часть же конденсированного вещества в виде хондр и в результате их агломерации в виде метеоритов вместе с железоникелевым сплавом остались рассеянными в так называемом метеоритном поясе нашей Солнечной системы.

Таким образом, хондры возникли непосредственно из плазменного вещества Солнца до стадии метеоритов и планет и не являются продуктами какого-либо процесса, подобно магматической дифференциации. Это наиболее распространенная примитивная форма состояния вещества. В процессе образования хондр происходило химическое фракционирование их состава путем переконденсации вещества хондр, потери при остывании летучих в космическом вакууме и т.д. Наконец, вследствие непрерывного процесса соударения тел различного размера, формы и состава происходило их раскалывание, дробление и истирание и т.д. Шедший параллельно процесс агломерации этого разнообразного вещества способствовал также созданию разных типов метеоритов, в частности брекчиевых метеоритов, представляющих собой смеси из осколков, отличающихся историей своего происхождения. Хондриты, представляющие собою агломераты хондр, сцементированных осколками и пылью тех же хондр – многофазные неравновесные системы. Вещество хондр явилось основным материалом для образования всех остальных типов метеоритов.

В процессе изменения хондритов до ахондритов нет признаков влияния высоких температур или высокого давления. Хондриты – малоплотные тела, возникшие вне значительного поля тяготения. Превращение фаз во всех типах метеоритов не указывает на условия, при которых температура была бы выше 400–500 °С. Вещество хондритов указывает на длительное существование, в частности, и в условиях космического облучения и высокого вакуума.

Как мы видели, очень вероятно, что некоторые типы ахондритов (бесполевошпатовые и др.) могли возникнуть из небольших хондритовых агрегаций при потере некоторых веществ в вакууме. Часть ахондритов, в частности богатых CaO и Al_2O_3, Cr, Ba, TR, Th, Zr, Sc и др., базальтических и некоторых других, возможно, имели последующую за хондритовой стадией планетную эволюцию[14], т.е. возникли вторично на малых космических телах (лунах) в результате дифференциации последних под влиянием тепла радиоактивного распада на оболочки и затем гибели этих лун или астероидов в результате столкновений. Эта гипотеза еще требует дальнейшей разра-

[14] Однако концентрация элементов-примесей в полевошпатовых ахондритах – Sr, Ba, TR, Th, Zr, Sc и др. – не достигает концентраций этих же элементов в земных базальтах.

ботки. И мы не можем определить тот пай хондритового материала, который прошел этот планетный путь. Можно думать, что железная фракция, железные метеориты избежали его. Еще очень много в области метеоритики не только противоречивых мнений, но и фактов. Теперь все зависит от терпения физикохимиков, которые усиленно разрабатывают, особенно за последние годы, эту проблему. Имеются все основания думать, что вещество метеоритов позволит восстановить историю нашей Галактики.

Я должен принести благодарность сотрудникам Комитета по метеоритам АН СССР – Е.Л. Кринову, Л.Г. Кваша и А.А. Явнелю за их помощь в подготовке иллюстраций моего доклада.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вдовыкин Г.П.* Углеродистое вещество метеоритов в связи с их происхождением // Геохимия. 1964. № 4. С. 299–306.
2. *Виноградов А.П.* Пути развития геохимии // Вестн. МГУ. 1955. № 4/5. С. 169–184.
3. *Виноградов А.П.* О происхождении вещества земной коры // Геохимия. 1961. № 1. С. 3–29.
4. *Виноградов А.П.* Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 3–17.
5. *Виноградов А.П.* Атомные распространенности химических элементов Солнца и каменных метеоритов // Геохимия. 1962. № 4. С. 291–295.
6. *Виноградов А.П.* Верхняя мантия – земная кора (геохимический аспект): Докл. на XIII генеральной ассамблее Междунар. союза геофизики и геодезии, Беркли, Калифорния, август 1963 г. М.: Ин-т геохимии и аналит. химии АН СССР, 1964. 13 с.
7. *Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П.* Алмазы в каменных метеоритах // Геохимия. 1963. № 8. с. 715–720.
8. *Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П., Попов Н.М.* Исследование углеродистого вещества метеоритов методом микродифракции сверхбыстрых электронов // Там же. 1965. № 4. С. 387–389.
9. *Виноградов А.П., Задорожный И.К.* Инертные газы в каменных метеоритах // Там же. 1964. № 7. С. 587–600.
10. *Виноградов А.П., Задорожный И.К., Кнорре К.Г.* Об аргоне в метеоритах // Метеоритика. 1960. Вып. 18, С. 92–99.
11. *Виноградов А.П., Кропотова О.И., Устинов В.И.* Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным $^{12}C/^{13}C$ // Геохимия. 1965. № 6. С. 643–651.
12. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ревина Л.Д.* Ядерные реакции в железных метеоритах // Там же. 1961. № 11. С. 955–966.
13. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ревина Л.Д.* Ядерные реакции в железных метеоритах // Метеоритика. 1964. Вып. 24. С. 22–28.
14. *Виноградов А.П., Ярошевский А.А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли // Геохимия. 1965. № 7. С. 779–790.
15. *Герлинг Э.К., Левский Л.К.* О происхождении инертных газов в каменных метеоритах // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 5. С. 750–753.
16. *Герлинг Э.К., Левский Л.К.* Космический возраст Сихотэ-Алинского метеорита // Там же. 1960. Т. 130, № 1. С. 45–46.
17. *Дьяконова М.И., Харитонова В.Я.* Результаты химического анализа некоторых каменных и железных метеоритов Коллекции АН СССР // Метеоритика. 1960. Вып. 18. С. 48–67.
18. *Дьяконова М.И., Харитонова В.Я.* Химический состав хондр метеоритов Никольское и Саратов // Там же. 1962. Вып. 22. С. 71–73.
19. *Ерофеев М.В., Лачинов П.А.* Об Ново-Урейском метеорите // Журн. Рус. физ.-хим. об-ва. СПб., 1888, Т. 20, сек. 1, № 3. С. 185–213.
20. *Заварицкий А.Н., Кваша Л.Г.* Метеориты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 247 с.
21. *Кваша Л.Г.* Исследование каменного метеорита Старое Борискино // Метеоритика. 1948. Вып. 4. С. 83–96.
22. *Кваша Л.Г.* Строение Сихотэ-Алинского метеорита // Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 2. С. 280–344.
23. *Кваша Л.Г., Сидоренко Г.А., Гинзбург И.В.* Пироксен каменного метеорита Nakhla // Метеоритика. 1964. Вып. 25. С. 90–95.
24. *Лаврухина А.К., Кузнецова Р.И., Сатарова Л.М.* Скорость образования радиоактивных изотопов в хондритах под действием космических лучей // Геохимия. 1964. № 12. С. 1219–1227.
25. *Левский Л.К.* Изучение продуктов реакций космических лучей с веществом метеоритов: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Л., 1960.
26. *Меликов П.* Химический анализ Вавиловского метеорита // Журн. Рус. физ.-хим. о-ва. СПб., 1893. Т. 25, № 3. С. 132–136.

27. *Пляшкевич Л.Н.* Некоторые данные о составе и структуре железного метеорита Эльга // Метеоритика. 1962. Вып. 22. С. 51–60.
28. *Старик И.Е., Соботович Э.В., Ловцюс Г.П.* и др. Свинец и его изотопный состав в железных метеоритах // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134, № 3. С. 555–558.
29. *Старик И.Е., Шац М.М., Соботович Э.В.* О возрасте метеоритов // Там же. 1958. Т. 123, № 3. С. 424–426.
30. *Флоренский К.П.* Проблема космической пыли и современное состояние изучения Тунгусского метеорита // Геохимия. 1963. № 3. С. 284–296.
31. *Явнель А.А.* Особенности химического состава метеоритного вещества и происхождение метеоритов // Астрон. журн. 1957. Т. 34, вып. 3. С. 445–457.
32. *Явнель А.А.* К вопросу о зависимости структуры железных метеоритов от химического состава // Докл. АН СССР. 1960. Т. 131, № 5. С. 1049–1052.
33. *Явнель А.А.* Состав, структура и условия кристаллизации железных метеоритов // Метеоритика. 1962. Вып. 22. С. 83–93.
34. *Ahrens L.H.* Obervation of the Fe-Si-Mg relationship in chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 7. P. 801–806.
35. *Ahrens L.H., Edge R.A., Taylor S.R.* The informity of concentration of lithophile elements in chondrites – with particular reference ot caesium // Ibid. 1960. Vol. 20, N 3/4. P. 260–272.
36. *Anders E.* Meteorite ages // The solar system. Vol. 4. The Moon, meteorites and comets. Chicago; L.: Univ. Chicago press, 1963. P. 402–495.
37. *Anders E.* Origin, age, and composition of meteorites // Space Sci. Rev. 1964. Vol. 3, N 5/6. P. 583–714.
38. *Andersen Ch., Keil K., Mason B.* Silicon oxynitrile – a meteoritic mineral // Science. 1964. Vol. 146, N 3641. P. 256–257.
39. *Baedecker P., Ehmann W.D.* The distribution of some noble metals in meteorites and natural materials // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 4. P. 329–342.
40. *Bate G.L., Potratz H.A., Huizenga J.R.* Scandium, chromium and europium in stone meteorites by simultaneous neutron activation analysis // Ibid. 1960. Vol. 18, N 1/2. P. 101–107.
41. *Berzelius J.* Über Meteorsteine // Ann. Phys. Chem. Pog. 1834. Vol. 33. P. 113–148.
42. *Birch F., Le Comte P.* Temperature-pressure plane for albite composition // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258, N 3. P. 209–217.
43. *Brown H.* The density and mass distribution of meteoritic bodies in the neighborhood of the Earth's orbit // J. Geophys. Res. 1960. Vol. 65. P. 1679–1683; 1961. Vol. 66, N 4. P. 1316–1317.
44. *Chakraburtty A.K., Stevens C.M., Rushing H.C., Anders E.* Isotopic composition of silver in iron meteorites // Ibid. 1964. Vol. 69, N 3. P. 505–520.
45. *Degens E., Bajor M.* Amino acids and sugars in the Bruderheim and Murray meteorites // Naturwissenschaften. 1962. Bd. 49. S. 605–606.
46. *Du Fresne E.R., Anders E.* On the retention of primordial noble gases in the Pesyanoe meteorite // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26, N 2. P. 251–262.
47. *Du Fresne E.R., Anders E.* On the chemical evolution of the carbonaceous chondrites // Ibid. Vol. 2, N 11. P. 1085–1114.
48. *Eberhardt P., Eberhardt A.* Ne in some stone meteorites // Ztschr. Naturforsch. A. 1961. Bd. 16, N 3. S. 236–238.
49. *Eberhardt P., Eugster O., Geiss J.* Radiation ages of Aubrites // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70, N 18. P. 4427–4434.
50. *Eberhardt P., Hess D.* Helium in stone meteorites // Abstrophys. J. 1960. Vol. 131. P. 38–46.
51. *Ehmann W.D.* On some tantalum abundances in meteorites and tektites // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 1. P. 43–48.
52. *Ehmann W.D., Kohman T.P.* Cosmic ray induced radioactivities in meteorites. I. Chemical and radiometric procedures for aluminium, beryllium and cobalt // Ibid. 1958. Vol. 14, N 4. P. 340–363.
53. *Fechtig H., Gentner W., Lämmerzahl P.* Argonbestimmungen an Kaliummineralien. 12. Edelgasdiffusionsmessungen an Stein – und Eisenmeteoriten // Ibid. 1963. Vol. 27, N 11. P. 1149–1170.
54. *Fish R., Goles G., Anders E.* The record in the meteorites. 3. On the development of meteorites in asteroidal bodies // Astrophys. J. 1960. Vol. 132, N 1. P. 243–258.
55. *Fisher D.E.* The aluminium content of chondritic meteorites as determined by activation analyses // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28, N 5. P. 743–750.
56. *Fitch F.W., Anders E.* Observations on the nature of the "organized elements" in carbonaceous chondrites // Ann. N.Y. Acad. Sci. 1963. Vol. 108, N 2. P. 495–513.
57. *Fredriksson K., Keil K.* The light-dark structure in the Pantar and Kapoeta stone meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1963. Vol. 27, N 7. P. 717–739.
58. *Geiss J., Oeschger H., Schwarz U.* The history of cosmic radiation as revealed by isotopic changes in the meteorites and on the Earth // Rend. Scula intern. fis. "Enrico Fermi". N.Y.; L., 1963. Vol. 19. P. 247–274.
59. *Goebel K., Zähringer J.* Erzeugung von Tritium und Edelgasisotopen bei Bestralung von Fe und Cu mit Protonen von 25 GeV Energie // Ztschr. Naturforsch. A. 1961. Bd. 16, N 43. S. 231–236.

60. *Goel P., Kohman T.P.* Cosmic ray exposure history of meteorites from cosmogenic ^{36}Cl // Radioactive dating. Vienna: Internat. Atom. Energy Agency, 1963. P. 413–432.
61. *Goles G.G., Anders E.* Iodine content of meteorites and their ^{129}J–^{129}Xe ages // J. Geophys. Res. 1960. Vol. 65, N 12. P. 4181–4184.
62. *Goles G.G., Anders E.* Abundances of iodine, tellurium and uranium in meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26, N 7. P. 723–738.
63. *Gunter v.H.R., Wyttebach A., Scherle W.* Determination of chlorine in stony meteorites by neutron activation analysis // Ibid. 1965. Vol. 29, N 5. P. 475–480.
64. *Hayatsu R.* Optical activity in the Orgueil meteorite // Science. 1965. Vol. 149, N 3682. P. 443–447.
65. *Henderson E.* Chilean hexahedrites and the composition of all hexahedrites // Amer. Miner. 1946. Vol. 26, N 9. P. 546–550.
66. *Hess D.C., Marshall R.R.* The isotopic compositions and concentrations of lead in some chondriric stone meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1960. Vol. 20, N 3/4. P. 284–299.
67. *Heymann D.* Cosmogenic and radiogenic helium, neon, and argon in amphoterite chondrites // J. Geophys. Res. 1955. Vol. 70, N 15. P. 3735–3744.
68. *Heymann D., Lipschutz M., Neilsen B., Anders E.* Canyon Diablo meteorite: metallographic and mass spectrometric study of 56 fragments // Ibid. 1966. Vol. 71, N 2. P. 619–641.
69. *Hintenberger H., König H., Schultz L., Wänke H.* Radiogene, spallogene und primordiale Edelgase in Steinmeteoriten // Ztschr. Naturforsch. A. 1964. Bd. 19, N 3. S. 327–341.
70. *Hintenberger H., König H., Schultz L., Wänke H., Wlotzka F.* Die relativen Produktionsquerschnitte für ^{3}He und ^{21}Ne aus Mg, Si, S und Fe in Steinmeteoriten // Ibid. 1964. Bd. 19, N 1. S. 88–92.
71. *Hintenberger H., Vashage H., Sarkar H.* Durch die kosmische Strahlung produzierten Li and Ca in Eisen meteoriten // Ibid. 1965. Bd. 20, N 7. S. 965–967.
72. *Hintenberger H., Wänke H.* Helium und Neonisotopen in Eisenmeteoriten // Ibid. 1964. Bd. 19, N 2. S. 210–218.
73. *Honda M., Umemoto S., Arnold J.* Radioactive species produced by cosmic rays in Bruderheim and other stone meteorites // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 66, N 10. P. 3541–3546.
74. *Hovey E.O., Merrill G.P., Shannon E.* Ein neuer Meteorit von Johnstown, Weld County, Colorado // Amer. Mus. Novit. 1925. N 203.
75. *Jeffery P.M., Reynolds J.H.* Origin of excess ^{129}Xe in stone meteorites // J. Geophys. Res. 1961. Vol. 66, N 10. P. 3582–3583.
76. *Jérémine E., Oreel J., Sandréa A.* Etude minéralogique et structurale de la météorite de Chassigny // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1962. Vol. 85, N 3. P. 262–266.
77. *Kaplan I.R., Degens E.T., Reuter J.H.* Organic compounds in stony meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1963. Vol. 27, N 7. P. 805–834.
78. *Kirsten T., Krankowsky D., Zähringer J.* Edelgas- und Kaliumbestimmungen in einer grösseren Zahl von Steinmeteoriten // Ibid. 1963. Vol. 27, N 1. P. 13–42.
79. *König H.* Über der chemische Analyse von Chondriten // Ibid. 1964. Vol. 28, N 11. P. 1697–1704.
80. *König H.* Die chemische Zusammensetzung der hellen und dunklen Anteile des Meteoriten Pantar // Ibid. 1964. Vol. 28, N 9. P. 1397–1399.
81. *Krankowsky D., Müller O.* Isotopenhäufigkeit und Konzentration des Lithium in Steinmeteoriten // Ibid. 1964. Vol. 28, N 11. P. 1625–1630.
82. *Krinov E.L. Principles* of meteorites. N.Y.: Pergamon press, 1960. 535 p.
83. *Krinov E.L.* The fall and discovery of meteorites in the past ten years, 1953–1963 // Meteoritics. 1964. Vol. 2, N 2. P. 161–168.
84. *Krummenacher D., Merrihue C.M., Pepin R.O., Reynolds J.H.* Meteoritic krypton and barium versus the general isotopic anomalies in meteoritic xenon // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26, N 2. P. 231–262.
85. *Lipschutz M.E.* Diamonds in the Dyalpur meteorite // Science. 1962. Vol. 138, N 3546. P. 1266–1267.
86. *Lipschutz M.E.* Origin of diamonds in the ureilites // Ibid. 1964. Vol. 143, N 3613. P. 1431–1434.
87. *Lipschutz M.E., Signer P., Anders E.* Cosmic ray exposure ages of iron meteorites by the $^{21}Ne/^{26}Al$ method // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70, N 6. P. 1473–1490.
88. *Lovering J., Michiporuk W., Chodos A., Brown H.* The distribution of gallium, cobalt, chromium, and copper in iron and stony-iron meteorites in relation to nickel content and structure // Geochim. et cosmochim. acta. 1957. Vol. 11, N 4. P. 263–278.
89. *Ludwig E., Tschermak C.* Supplement to the communication of the meteorite from Angra dos Reis // Miner. und Petrogr. Mitt. 1909. Bd. 28. S. 110–114.
90. *Lumpe E.* // Miner. petrogr. Mitt. 1871. Vol. 1. P. 55.
91. *Marshall R.R., Hess D.C.* Lead from troilites of the Toluca iron meteorite // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 21, N 3/4. P. 161–164.
92. *Maskelyne N.S.* On the mineral constitution of meteorites // Phil. Trans. 1870. Vol. 160. P. 189; 1871. Vol. 161. P. 359.
93. *Mason B.* The carbonaceous chondrites // Space Sci. Rev. 1963. Vol. 1, N 4. P. 621–646.

94. *Merrihue C.M.* Excess xenon-129 in chrondrules from the Bruderheim meteorite // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 1. P. 325–330.
95. *Merrihue C.M., Pepin R.O., Reynolds J.H.* Rare gases in the chondrite Pantar // Ibid. 1962. Vol. 67, N 5. P. 2017–2022.
96. *Millard H.T. (Jr.), Brown H.* Meteoritic time-of-fall patterns // Icarus. 1963. Vol. 2, N. 2. P 137–151.
97. *Monster J., Anders E., Thode H.G.* $^{34}S/^{32}S$ ratios for different forms of sulfur in the Orgueil meteorite and their mode of formation // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 7. P. 773–780.
98. *Moore C.B., Brown H.* The distribution of manganese and titanium in stony meteorites // Ibid. 1962. Vol. 26, N 4. P. 495–502.
99. *Moore C.B., Brown H.* Barium in stony meteorites // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 14. P. 4293–4296.
100. *Mueller G.* Interpretation of micro-structures in carbonaceous meteorites // Nature. 1962. Vol. 196, N 4858. P. 929–932.
101. *Nagy B., Claus G., Hennessy D.* Organic particles embedded in minerals in the Orgueil and Ivuna carbonaceous chondrites // Ibid. Vol. 193, N 4821. P. 1129–1133.
102. *Nagy B., Fredriksson K., Urey H.C.* et al. Electron probe microanalysis of organized elements in the Orgueil meteorite // Nature. 1963. Vol. 198, N 4876. P. 121–125.
103. *Nichiporuk W., Brown H.* Pt and Ir abundances in meteorites // Phys. Rev. Lett. 1962. Vol. 9, N 6. P. 245–246.
104. *Nichiporuk W., Brown H.* The distribution of platinum and palladium metals in iron meteorites and in the metall phase of ordinary chondrites // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70, N 2. P. 459–470.
105. *Nichiporuk W., Chodos A.A.* The concentration of V. Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn and As in the meteorites iron sulfide modules // Ibid. 1959. Vol. 64. P. 2451–2462.
106. *Nishimura M., Sandell E.B.* Zinc in meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28, N 7. P. 1055–1080.
107. *Onishi H., Sandell E.B.* Gallium in chondrites // Ibid. 1956. Vol. 9, N ½. P. 78–82.
108. *Orsel J.* Quelques aspects chimiques de l'étude des météorites et leur signification // Bull. Soc. chim. France. 1961. N 1. P. 159–172.
109. *Patterson C., Brown H., Tilton G., Inghram M.* Concentration of uranium and lead and the isotopic composition of lead in meteoritic material // Phys. Rev. 1953. Vol. 92. P. 1234–1235.
110. *Pehrman G.* Über ein Nickeleisen aus Tannuola (Mongolei) // Acta Acad. aboen. Math. et phys. 1929. Bd 3, N 1. S. 1–12.
111. *Perry S.H.* The Metallography of meteoric iron // Bull. Amer. Nat. Mus. 1944. Vol. 184. P. 1–206.
112. *Pinson W., Ahrens L.H., Franck M.L.* The abundance of Li, Sc, Sr, Ba and Zr in chondrites, and some ultramafic rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 44, N 5. P. 251–260.
113. *Pinson W.H., Schnetzler C.C., Reiser E.* et al. Rb-Sr age of stony meteorites // Ibid. 1965. Vol. 29, N 5. P. 455–466.
114. *Prior G.T., Hey M.H.* Catalogue of meteorites. L.: Brit. Mus., 1953. 432 p.
115. *Reed G.W. (Jr.).* Fluorine in stone meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28, N 11. P. 1729–1749.
116. *Reed G.W., Kigoshi K., Turkevich A.* Activation analysis for heavy elements in stone meteorites // Proc. II Intern. Conf. Peacef. Uses Energy, Geneva. N.Y., 1958. Vol. 28. Pap. 953.
117. *Reynolds J.H.* Xenology // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 10. P. 2939–2956.
118. *Reynolds J.H., Turner G.* Rare gases in the chondrite Renazzo // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69, N 15. P. 3263–3281.
119. *Ringwood A.E.* Silicon in the metal phase of enstatite chondrites // Nature. 1960. Vol. 186, N 4723. P. 465–466.
120. *Ringwood A.E.* Chemical and genetic relationships among meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 24, N ¾. P. 159–197.
121. *Rowe M.W., Kuroda P.K.* Fissiogenic Xe from the Passamonte meteorite // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70, N 3. P. 709–714.
122. *Schaeffer O.A., Stoenner R.W., Fireman E.L.* Rare gas isotope contents and K-Ar ages of mineral concentrates from the Indarch meteorite // Ibid. N 1. P. 209–214.
123. *Schindewolf U.* Selenium and tellurium content of stony meteorites by neutron activation // Geochim. et cosmochim. acta. 1960. Vol. 19, N 2. P. 134–138.
124. *Schindewolf U., Wahlgren M.* The rhodium, silver, and indium content of some chondritic meteorites // Ibid. Vol. 18, N ½. P. 36–41.
125. *Schmitt R.A., Mosen A.W., Suffredini C.S.* et al. Abundance of rare earth elements, lanthanum to lutetium, in chondritic meteorites // Nature. 1960. Vol. 186. P. 863–866.
126. *Shedlovsky J.P.* Cosmic ray produced manganese-53 in iron meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1960. Vol. 21, N ½. P. 156–158.
127. *Shima M.* The distribution of germanium and tin in meteorites // Ibid. 1964. Vol. 28, N 4. P. 517–532.
128. *Signer P., Suess H.E.* Rare gases in the Sun, in the atmosphere, and in meteorites // Earth Sci. and Meteoritics. 1963. P. 241–272.
129. *Smales A., Webster R., Mapper D.* et al. Some geochemical determination using radioactive and stable isotopes // Proc. II Intern. Conf. Peacef. Uses Energy, Geneva. N.Y., 1958. Vol. 28. Pap. 282.

130. *Stauffer H., Honda M.* Cosmic ray produced ^{50}V and ^{40}K in the iron meteorites Arros // J. Geophys. Res. 1961. Vol. 66, N 10. P. 3584–3586.
131. *Suess H.E., Wänke H.* Radiocarbon content and terrestrial age of twelve stony meteorites and one iron meteorite // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26, N 4. P. 475–480.
132. *Suess H.E., Wänke H., Wlotzka F.* On the origin of gas-rich meteorites // Ibid. 1964. Vol. 28, N 5. P. 595–608.
133. Tektites / Ed. J.A.O'Keefe. Chicago; L.: Univ. Chicago press, 1963. 228 p.
134. Tektites: 2nd Intern. Symp. on tektites // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28, N 6. P. 753–1017.
135. *Tschermak G.* Der Meteorit von Grosnaja // Miner. und Petrogr. Mitt. 1978. Bd. 1. S. 153–164.
136. *Urey H.C.* Primary and secondary objects // J. Geophys. Res. 1959. Vol. 64, N 11. P. 1721–1737.
137. *Urey H.C.* Origin of life-like forms in carbonaceous chondrites // Nature. 1962. Vol. 193, N 4821. P. 1119–1122.
138. *Urey H.C.* Chemical evidence relative to the origin of the solar system // Mon. Notic. Roy. Astron. Soc. 1960. Vol. 131. P. 199–223.
139. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 4, N ½. P. 36–82.
140. *Vincent E.A., Crocket J.H.* Studies in the geochemistry of gold. 2. The gold content of some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites // Ibid. 1960. Vol. 18, N ½. P. 143–148.
141. *Vinogradov A.P.* The isotopic composition of rocks of the Earth and of meteorites // Ibid. 1958. Vol. 15, N 1/2. P. 80–90.
142. *Vogt J.R., Ehman W.D.* Silicon abundances in stony meteorites by fast neutron activation analysis // Ibid. 1965. Vol. 29, N 5. P. 373–384.
143. *Voshage H., Hess F.* Strahlungsalter einiger Eisenmeteorite // Ztschr. Naturforsch. A. 1964. Bd. 19, N 3. S. 341–346.
144. *Wahl W.A.* The brecciated stony meteorites and meteorites containing foreign fragments // Geochim.et cosmochim. acta. 1952. Vol. 2, N 2. P. 91–117.
145. *Wiik H.B.* The chemical composition of some stony meteorites // Ibid. 1956. Vol. 9, N 5/6. P. 279–289.
146. *Wood J.A.* Physics and chemistry of meteorites // Moon, meteorites and comets. Chicago; L.: Univ. Chicago press, 1963. P. 337–401.
147. *Wood J.A.* On the origin of chondrules and chondrites // Icarus. 1963. Vol. 2, N 2. P. 152–180.
148. *Wood J.A.* The cooling rates and parent planets of several iron meteorites // Ibid. 1964. Vol. 3, N 5/6. P. 428–459.
149. *Wyttenbach A., Gunten H.R. von, Scherle W.* Determination of bromine content and isotopic composition of bromine in stony meteorites by neutron activation // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 5. P. 467–474.
150. *Zähringer J.* Isotopic Effekt und Häufigkeiten der Edelgase in Steinmeteoriten und auf der Erde // Ztschr. Naturforsch. A. 1962. Bd. 17, N 6. S. 460–471.
151. *Zähringer J.* Über die Uredelgase in den Achroniten Kapoeta und Staroe Pesjanoe // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26, N 6. P. 665–680.
152. *Zähringer J., Gentner W.* Uredelgase in einigen Steinmeteoriten // Ztschr. Naturforsch. A. 1960. Bd. 15, N 7. S. 600–602.
153. *Zähringer J., Gentner W.* Zum ^{129}Xe in dem Meteoriten Abee // Ibid. 1961. Bd. 16, N 3. S. 239–242.

ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЕ ЛУНЫ И СОСТАВ ЛУННЫХ ПОРОД (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТА НА КОСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «ЛУНА-10»)*

ВВЕДЕНИЕ

Химический состав лунных пород до настоящего времени остается не определенным, несмотря на длительное изучение Луны наземными методами. В частности, неизвестно, имеет ли Луна кору, аналогичную земной, или ее поверхность сложена первичными недифференцированными породами. Исследования химического состава представляют интерес в первую очередь для решения вопросов, связанных с происхождением Луны, Земли и планет Солнечной системы. Поскольку на Луне в отличие от Земли отсутствовали интенсивные процессы водной и атмосферной эрозии и осадкообразования, ее поверхность, как можно думать, должна была сохранить больше следов процессов, которые протекали в прошлом. Определение химического состава и типа лунных пород может оказаться прекрасной проверкой геохимических представлений об эволюции Земли и планет, развиваемых в настоящее время [3]. Вместе с тем получение данных о химическом составе, по-видимому, даст значительный материал для решения таких вопросов, как происхождение метеоритов и тектитов, причины образования лунных морей и материков, природы кратеров и др.

Настоящая работа посвящена обсуждению результатов исследования γ-излучения Луны с целью определения типа лунных пород и оценки их химического состава и радиоактивности. Измерения проводились с орбиты спутника Луны на автоматической станции "Луна-10". Предварительные результаты этих исследований были опубликованы в работах [4, 5].

ИЗМЕРЕНИЕ ФОНА γ-ИЗЛУЧЕНИЯ НА ТРАЕКТОРИИ ПОЛЕТА СТАНЦИИ К ЛУНЕ

Особое значение в исследовании γ-излучения лунных пород имеет измерение космического γ-фона. В последние годы был выполнен ряд работ [2, 10, 14, 16, 17, 21, 24] по измерению интенсивности космического γ-излучения в диапазоне энергий 0,05–3,0 МэВ. Измерения проводили как в верхних слоях земной атмосферы и над атмосферой на шарах-зондах, метеорологических ракетах и спутниках [14, 16, 17, 21, 24], так и в космическом пространстве на значительных расстояниях от Земли [2, 10]. В результате было установлено, что в космическом пространстве существует поток γ-лучей с энергией порядка нескольких мегаэлектрон-вольт, составляющий по данным разных авторов 10^{-1}–10^{-2} фотонов/см^2 · с. Локальных источников γ-излучения, связанных с какими-либо астрономическими объектами, обнаружено не было. Исключение представляет Солнце в моменты вспышек [6]. Одновременно было обнаружено [2, 10, 24], что значительный γ-фон возникает при взаимодействии заряженных космических частиц с материалом космической станции, на которой находится детектор γ-излучения.

Среднее значение интенсивности γ-лучей, измеренное в интервале энергий 0,3–0,7 Мэв автоматической станцией "Луна-10" на траектории полета к Луне, дано в табл. 1. Здесь же приведены результаты измерений космического фона, полученные другими авторами.

*Совместно с Ю.А. Сурковым, Г.М. Черновым, Ф.Ф. Кирнозовым, Г.Б. Назаркиной (Геохимия. 1967. № 11. С. 1263–1273).

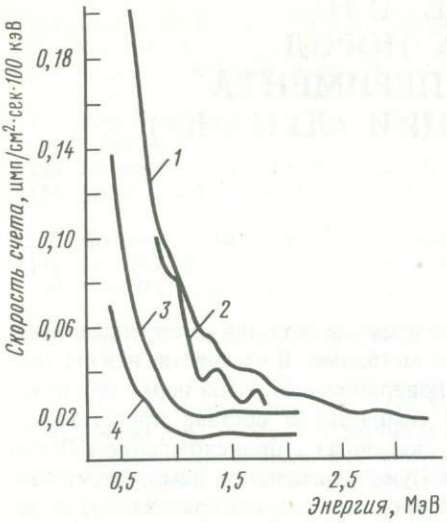


Рис. 1. Спектры космического γ-излучения
1 – "Луна-10"; *2* – "Космос-60"; *3* – "Рейнджер-3" (датчик вблизи оболочки станции); *4* – "Рейнджер-3" (датчик на расстоянии 1,8 м от станции)

Детектор γ-лучей на "Луне-10" находился внутри герметичного отсека станции, поэтому величина интенсивности оказалась несколько выше, чем на других объектах.

На рис. 1 приведен γ-спектр, полученный, когда станция "Луна-10" находилась на расстоянии ~230 тыс. км от Земли. На том же рисунке приведены γ-спектры, полученные на "Космосе-60" [24] (датчик внутри герметичного отсека) и "Рейнджере-3" [10] (датчик вблизи оболочки и на расстоянии 1,8 м от оболочки станции). По данным [10], интенсивность γ-излучения, измеренная "Рейнджером-3" при сложенном положении телескопической консоли, была почти в 2 раза выше, чем когда датчик находился на расстоянии 1,8 м от оболочки станции. На "Космосе-60" и на "Луне-10" датчик находился внутри герметичного отсека, поэтому интенсивность была еще примерно в 2 раза выше.

Таблица 1. Интенсивность космического γ-излучения при измерении в верхней атмосфере, над атмосферой и в космическом пространстве

Год	Аппарат, на котором производили измерения	Детектор γ-излучения	Интервал энергий γ-лучей, МэВ	Интенсивность γ-лучей, имп/см² · с	Литература
1960	Метеорологические ракеты, шары-зонды	Сцинтилляционный счетчик	>0,05	~6,0	[14, 17]
			>0,26	~1,5	
			0,35–0,65	~0,8	
			0,65–1,0	~0,2	
			1,0–1,45	~0,1	
			1,45–1,85	~0,005	
1959	Вторая советская космическая ракета	Сцинтилляционный счетчик NaJ (Tl) ϕ 39 × 40	0,045–0,45	3,2 ± 0,1	[2]
			0,45–4,5	1 ± 0,1	
1962	"Рейнджер-3"	32-канальный сцинтилляционный γ-спектрометр CsJ (Tl) ϕ 75 × 75 с вычитанием фона заряженных частиц	0,5–2,1	0,27 ± 0,01 (1,8 м от оболочки станции)	[10]
			0,5–2,1	< 0,54 (вблизи оболочки станции)	
			>2,1	0,67 ± 0,02 (1,8 м от оболочки станции)	
1966	"Луна-10"	32-канальный сцинтилляционный γ-спектрометр NaJ (Tl) ϕ 30 × 40 с вычитанием фона заряженных частиц	0,3–0,7	1,20 ± 0,03	Данная работа
			0,3–3,2	2,44 ± 0,02	

Фон на спутнике Космос-60 меньше, чем на станции "Луна-10", поскольку спутник находился вблизи Земли, где имеет место некоторая экранировка от космических лучей.

Характерной особенностью γ-спектра, измеренного на "Луне-10", является примерно экспоненциальный спад интенсивности γ-лучей в интервале до 1,5 МэВ и незначительное уменьшение интенсивности при больших энергиях. В спектре наблюдается присутствие заметного количества γ-квантов с энергией более 1,5 мэВ. Относительно высокая скорость счета в последних каналах спектрометра ($E_\gamma > 3$ МэВ) свидетельствует о присутствии γ-излучения с еще большими энергиями, что находится в согласии с данными по интегральной интенсивности γ-квантов с $E_\gamma > 2{,}1$ МэВ, приведенными в работе [10].

На спектрах, полученных на Космосе-60" и "Луне-10", наблюдаются пики, обусловленные неупругим взаимодействием космических протонов с материалом корпуса станции (в основном Al). Небольшая разница в спаде интенсивности при энергии выше 1 МэВ в γ-спектрах, полученных на "Рейнджере-3", "Космосе-60" и "Луне-10", объясняется различиями в размерах используемых кристаллов.

Интенсивность γ-излучения во время полета станции "Луна-10" в пределах статистической ошибки счета сохранялась постоянной, что свидетельствует об отсутствии солнечных вспышек в этот период.

ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРОВ γ-ИЗЛУЧЕНИЯ ЛУНЫ С ОРБИТЫ СПУТНИКА

Станция "Луна-10" была выведена на орбиту спутника Луны 3.IV 1966 г. Минимальное удаление станции от поверхности Луны в начальный период существования станции составляло 350 км, максимальное – 1015 км. Угол наклона орбиты к лунному экватору был $\sim 72^\circ$. Интенсивности лунного γ-излучения и космического γ-фона изменялись в соответствии с изменением телесного угла, под которым в момент измерений наблюдалась поверхность Луны.

Скорость счета γ-квантов на орбите может быть выражена в следующем виде:

$$I_0 = I_\text{л}\left(\frac{\Omega}{2\pi}\right) + I_\varphi\left(1 - \frac{\Omega}{4\pi}\right), \qquad (1)$$

где $I_\text{л}, I_\varphi$ – скорости счета γ-лучей на поверхности Луны и на траектории полета Земля–Луна соответственно; Ω – телесный угол, под которым видна Луна в момент измерений с орбиты спутника:

$$\Omega = 4\pi\left[\frac{R + h + \sqrt{h\,(2R + h)}}{2\,(R + h)}\right], \qquad (2)$$

где R = 1738 км – радиус Луны, h – высота спутника над поверхностью Луны. Телесный угол Ω в наших измерениях изменялся от $0{,}9\,\pi$ (h = 350 км) до $0{,}46\,\pi$ (h = 1000 км).

За время активного существования станции "Луна-10" было получено девять спектров γ-излучения, из которых два в интервале энергий 0,15–1,6 МэВ и семь в интервале энергий 0,3–3,2 МэВ. Одновременно в 39 точках была измерена интенсивность γ-излучения в интервале энергий 0,3–0,7 МэВ.

На рис. 2 приведена карта Луны (видимая и обратная стороны) с проекциями орбиты станции на лунную поверхность (на карте показано лишь несколько витков; интервал между ними одни сутки).

На рис. 3 (кривая *1*) приведен один из первичных γ-спектров (сеанс № 8 в табл. 3), измеренный, когда станция "Луна-10" находилась на орбите спутника Луны. Здесь же изображен для той же точки орбиты спектр γ-фона (кривая *2*), обусловленного взаимодействием космических лучей с материалом станции (спектр γ-фона на орбите получен умножением спектра, измеренного на траектории полета к Луне, на коэффициент экранировки станции Луной). Кривые *3* и *4* – те же спектры, приведенные к поверхности. Ошибки, указанные на рисунке, являются среднеквадратичными.

Так как станция находилась на эллиптической орбите, то вклады в общую интен-

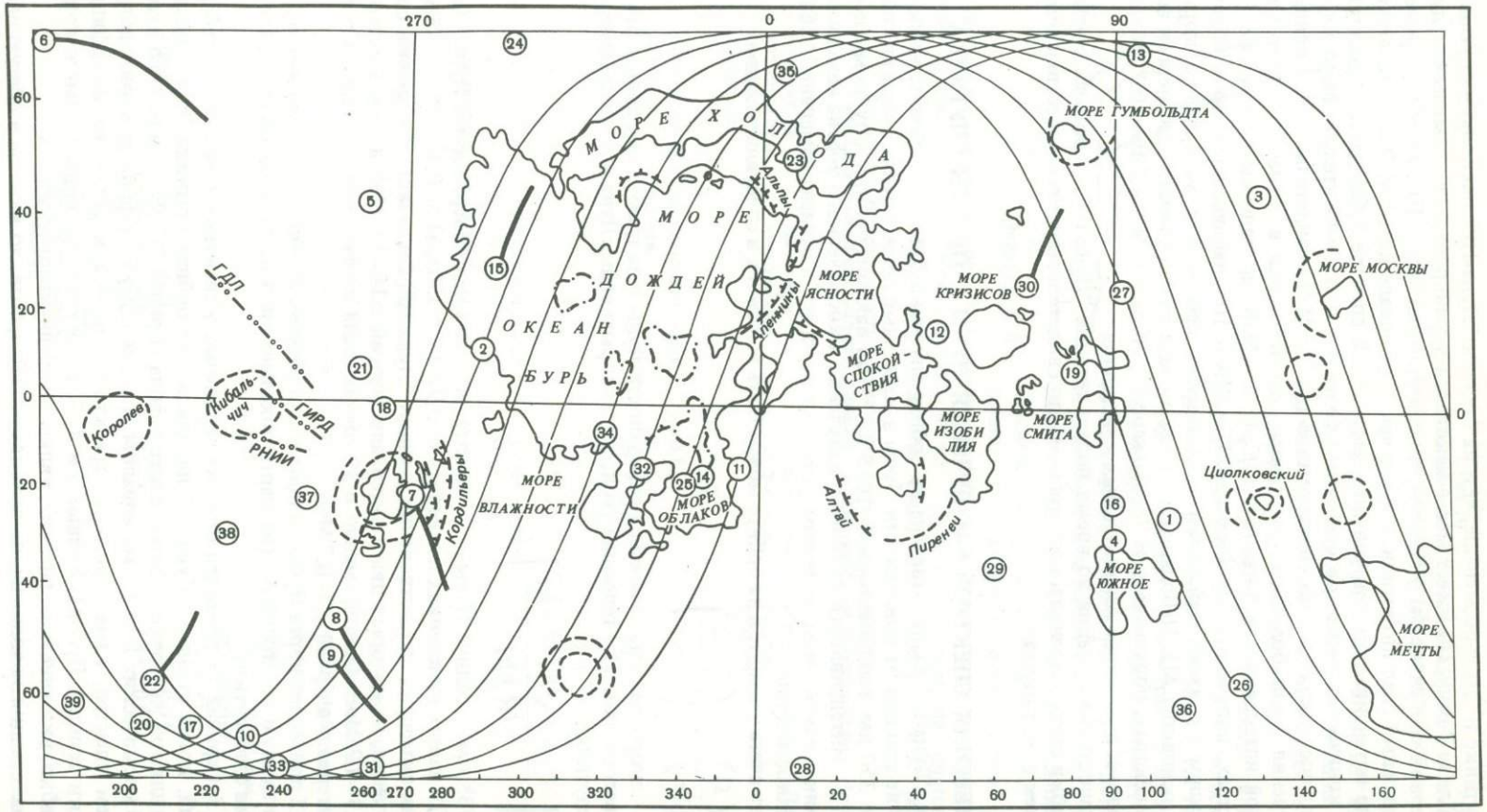


Рис. 2. Карта Луны (видимая и обратная сторона) с районами измерения γ-спектров (сплошные линии) и интегральной интенсивности (кружки)

1 – океаны, моря, заливы; *2* – светлые "островки"; *3* – талассоиды; *4* – горы; *5* – цепочки

Таблица 2. Относительная интенсивность γ-лучей в различных энергетических интервалах для земных пород и лунной поверхности

Энергетический интервал, МэВ	Земные породы, %	Лунная поверхность, %	Энергетический интервал, МэВ	Земные породы, %	Лунная поверхность, %
0,3–0,7	70	51	1,5–2,0	4	8
0,7–1,0	13	16	2,0–2,6	1	6
1,0–1,5	12	14	2,6–3,3	0	5

сивность γ-излучения, регистрируемую на орбите спутника Луны, от γ-излучения Луны и γ-излучения фона менялись. В среднем интенсивность γ-излучения Луны составляла 30–40%, интенсивность γ-фона 60–70%.

На рис. 4 приведены некоторые γ-спектры лунных пород, измеренные в интервале энергий 0,3–3,2 МэВ. Каждый γ-спектр есть разность γ-спектра, снятого на орбите спутника Луны, и γ-спектра фона. Из рис. 4 следует, что лунные γ-спектры существенно отличаются по форме от γ-спектров земных пород и мало отличаются друг от друга. (Как известно, форма γ-спектра земных пород в основном определяется содержанием калия, тория и урана.) Спектр лунного γ-излучения по форме ближе к спектру, измеренному в космическом пространстве, форма которого определяется процессами взаимодействия заряженных космических частиц с веществом.

В табл. 2 приведены относительные интенсивности γ-излучения (при измерениях на данном приборе) в различных энергетических интервалах для земных пород (типа гранита) и лунных пород. Из табл. 2 видно, что в лунном γ-спектре имеется существенно большее относительное число жестких γ-квантов с энергией $> 2{,}6$ МэВ. В то же время для земных пород практически отсутствует γ-излучение с энергией более 2,6 МэВ (^{208}Tl). В наших измерениях верхняя граница регистрации спектра была $\sim 3{,}2$ МэВ. Вместе с тем по форме γ-спектров можно предполагать существование γ-квантов и с более высокой энергией.

На всех спектрах γ-излучения Луны проявляются практически одни и те же пики от γ-лучей, возникающих главным образом при неупругом взаимодействии (включая неупругое рассеяние) нуклонной компоненты космических лучей с породообразующими элементами O, Si, Al, Mg, Fe (пики 0,84; 1,01; 1,38; 1,78; 2,31; 2,62 МэВ). Известно, что для пород различного химического состава интенсивности линий несколько различаются. Это позволяет в принципе по соотношению пиков оценить тип породы, но требует соответствующего эталонирования прибора, которое чрезвычайно сложно осуществить. Принципиальная возможность такой оценки нами рассматривалась ранее [24]. Вместе с тем определение типа породы и оценку ее химического состава можно дать и по содержанию естественных радиоактивных элементов [5]. При этом задача сводится к разложению лунных спектров на две составляющие, из которых одна принадлежит естественным радиоактивным элементам, другая – ядерным реакциям. Строгое разложение лунных спектров также представляется весьма сложным. Однако при некоторых допущениях можно сделать оценку вклада γ-излучения, принадлежащего распаду естественных радиоактивных элементов, в общее γ-излучение лунных пород.

Результаты обработки отдельных лунных γ-спектров дали для величины естественного γ-излучения различающиеся, но лежащие в определенных пределах значения. В среднем оказалось, что распадом калия, тория и урана может быть обусловленно не более 10% общей интенсивности γ-излучения лунных пород, а выше 90% составляет радиоактивность, вызванная космическим облучением.

Сопоставление полученных γ-спектров с калибровочными спектрами эталонов калия, тория и урана, а также спектрами земных пород позволило оценить относительные содержания радиоактивных элементов в лунной породе.

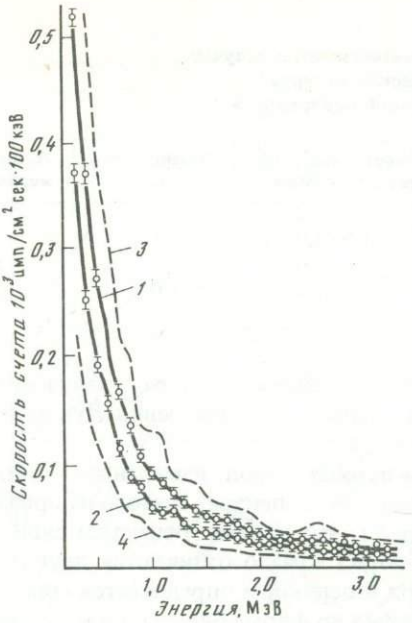
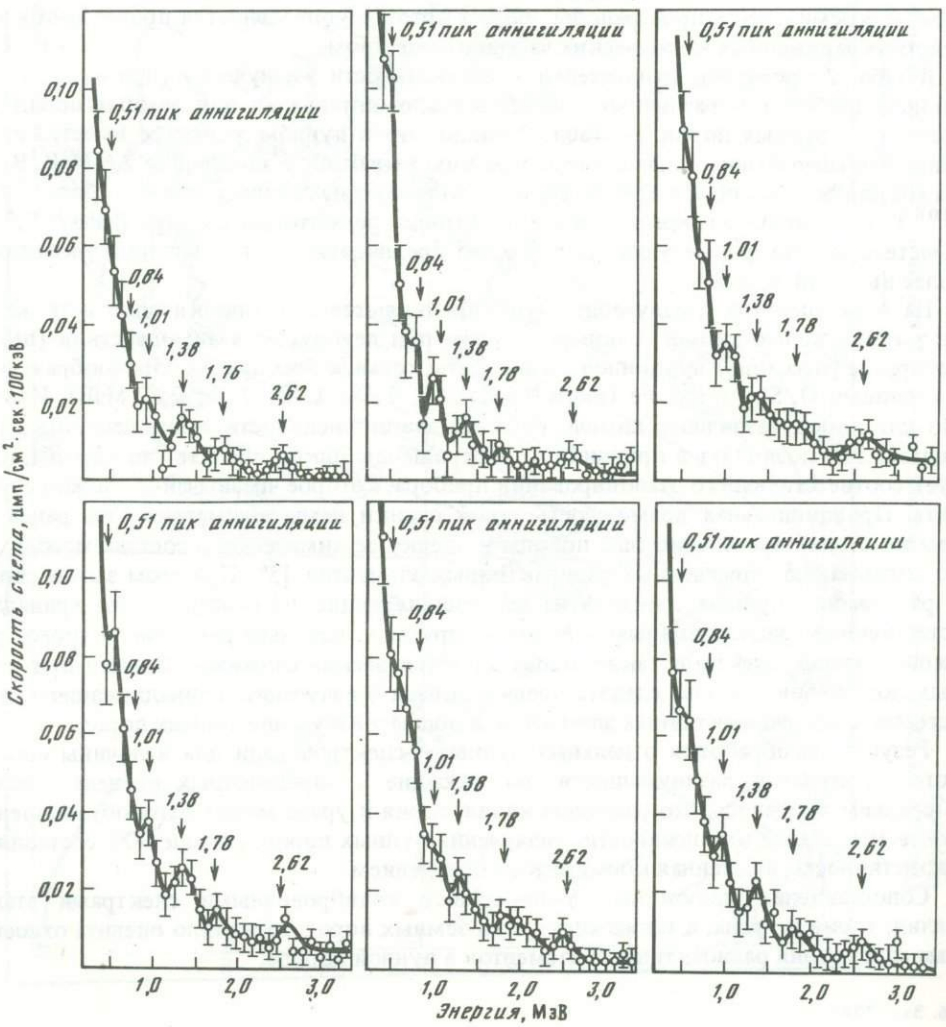


Рис. 3. Спектры γ-излучения, полученные на орбите спутника Луны и на траектории полета станции к Луне

Рис. 4. Спектры γ-излучения лунных пород, измеренные с орбиты спутника Луны (фон вычтен)



Полученные значения допускают возможность существования на Луне пород основного (базальтового) и ультраосновного (дунитового или хондритового) составов. В то же время распространенное мнение о существовании на лунной поверхности больших районов с породами гранитного состава [12, 13, 15, 18, 20, 25, 26] данными измерения лунных γ-спектров не подтверждается.

Хотя по общему уровню интенсивности γ-излучение лунной поверхности даже превышает в 1,5–2 раза уровень излучения над гранитами, природа его, как это следует из формы γ-спектров, обусловлена главным образом космическими лучами.

Вычисленные значения концентраций калия, тория и урана лежат также значительно ниже величин, которые обычно находятся в тектитах [9]. В свете этих данных возможность лунного происхождения тектитов, как это иногда предполагается, кажется маловероятной.

ИЗМЕРЕНИЕ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ γ-ИЗЛУЧЕНИЯ ЛУННЫХ ПОРОД

Кроме измерений лунных γ-спектров, проводились измерения интенсивности γ-излучения в диапазоне энергий 0,3–0,7 МэВ при коротких сеансах связи. Они охватили довольно широкие площади как видимой, так и обратной стороны Луны. В табл. 3 приведены результаты измерений интенсивности, отнесенные к поверхности Луны.

Эти результаты показаны также на рис. 5. Из рисунка видно, что интенсивность на орбите меняется незначительно с высотой и районом измерений. Это связано с тем, что интенсивность γ-излучения Луны и космического γ-фона зависит от угла Ω с противоположным знаком. Интенсивность γ-лучей на поверхности Луны (без космического γ-фона) в общем также меняется незначительно. Отклонения отдельных значений от среднего в целом не превышают 40%. В связи с этим представляло интерес рассмотреть, имеются ли какие-либо различия в интенсивности γ-излучения над "материками" и "морями" Луны. Было сделано 12 измерений интегральной интенсивности в момент нахождения станции преимущественно над "морскими" районами Луны, 27 – над "материковыми". В табл. 4 приведены вычисленные средние интенсивности γ-излучения для "морских" и "материковых" районов. Первые производились в основном над районами Моря Влажности и Моря Облаков. Значительная часть измерений, отнесенных к "континентальным", производилась над обратной стороной Луны.

Оказалось, что над лунными "морями" интенсивность примерно в 1,15–1,2 раза выше, чем над "материками". Превышение составляет (0,27±0,23) имп/см^2 · с. В этой же таблице приведены вычисленные и измеренные интенсивности γ-излучения над раз-

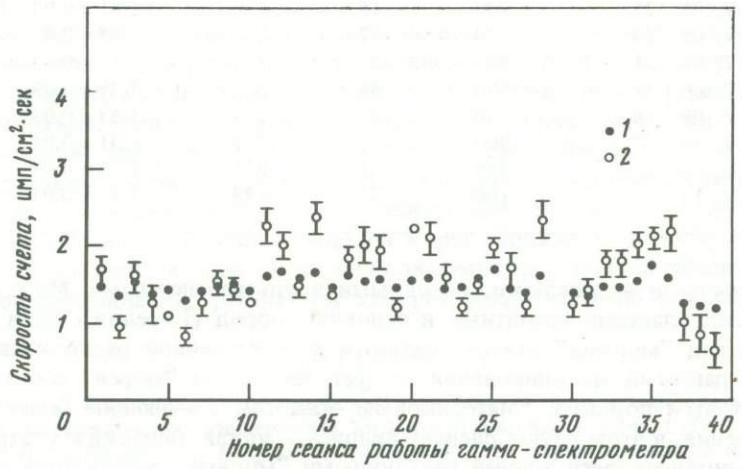


Рис. 5. Интенсивности γ-излучения на орбите (*1*) и на поверхности Луны (*2*)

Таблица 3. Интенсивность γ-излучения в интервале 0,3–0,7 МэВ на орбите и на поверхности Луны

№ сеанса	Дата, время	Высота над поверхностью, км	Координаты, град		Интенсивность γ-лучей на орбите вместе с космическим γ-фоном, имп/см^2 · с	Интенсивность γ-лучей на поверхности Луны без γ-фона, имп/см^2 · с
			широта	долгота		
1	3.IV, 21 ч 56 мин	950	–25	105	1,46 ±0,01	1,69 ± 0,19
2	3.IV, 23 24	400	12	288	1,35 ± 0,02	0,95 ± 0,12
3	4.IV, 01 34	550	46	129	1,53 ± 0,03	1,60 ± 0,17
4	4.IV, 18 39	1000	–30	90	1,36 ± 0,02	1,27 ± 0,23
5	4.IV, 19 51	350	43	260	1,42 ± 0,01	1,09 ± 0,18
6	5.IV, 19 26	350	70	185	1,31 ± 0,01	0,83 ± 0,09
7	5.IV, 20 11	600	–22	272	1,42 ± 0,02	1,27 ± 0,13
8	8.IV, 04 47	700	–47	253	1,48 ± 0,01	1,53 ± 0,14
9	9.IV, 01 37	600	–53	252	1,49 ± 0,01	1,46 ± 0,13
10	12.IV, 06 56	850	–67	232	1,38 ± 0,02	1,28 ± 0,20
11	12.IV, 07 52	900	–15	355	1,62 ± 0,02	2,27 ± 0,22
12	12.IV, 08 26	600	18	45	1,67 ± 0,02	2,00 ± 0,16
13	13.IV, 05 32	400	70	97	1,57 ± 0,02	1,49 ± 0,12
14	13.IV, 07 36	950	–16	344	1,64 ± 0,03	2,37 ± 0,22
15	13.IV, 12 41	600	30	291	1,45 ± 0,01	1,35 ± 0,13
16	19.IV, 13 36	550	–22	90	1,64 ± 0,02	1,84 ± 0,15
17	19.IV, 14 22	950	–65	218	1,54 ± 0,02	2,03 ± 0,22
18	19.IV, 15 06	850	–2	263	1,55 ± 0,03	1,95 ± 0,22
19	19.IV, 16 20	400	8	80	1,45 ± 0,03	1,19 ± 0,13
20	20.IV, 08 09	1000	–65	205	1,57 ± 0,02	2,22 ± 0,24
21	20.IV, 08 59	850	7	256	1,60 ± 0,03	2,12 ± 0,22
22	21.VI, 13 57	1000	–58	208	1,44 ± 0,01	1,60 ± 0,20
23	23.IV, 12 01	350	52	8	1,48 ± 0,03	1,21 ± 0,08
24	25.IV, 23 14	400	70	296	1,59 ± 0,03	1,51 ± 0,10
25	27.IV, 20 25	550	–18	341	1,70 ± 0,02	2,00 ± 0,10
26	27.IV, 21 17	1000	–57	123	1,46 ± 0,04	1,72 ± 0,21
27	2.V, 23 50	700	27	93	1,39 ± 0,03	1,22 ± 0,13
28	3.V, 01 45	950	–72	11	1,62 ± 0,05	2,38 ± 0,26
29	3.V, 23 01	1000	–36	60	0,94 ± 0,03	–
30	4.V, 23 27	650	28	68	1,41 ± 0,03	1,26 ± 0,13
31	11.V, 05 40	950	–72	264	1,40 ± 0,03	1,43 ± 0,17
32	11.V, 06 25	900	–15	330	1,51 ± 0,03	1,83 ± 0,17
33	12.V, 05 20	950	–72	240	1,49 ± 0,03	1,83 ± 0,19
34	12.V, 06 11	900	–7	320	1,57 ± 0,03	2,07 ± 0,18
35	12.V, 06 51	500	66	5	1,78 ± 0,03	2,16 ± 0,12
36	17.V, 09 50	850	–61	109	1,63 ± 0,03	2,23 ± 0,24
37	17.V, 10 47	900	–22	245	1,31 ± 0,03	1,03 ± 0,28
38	18.V, 16 20	950	–31	225	1,27 ± 0,03	0,86 ± 0,25
39	19.V, 12 45	1000	–62	188	1,22 ± 0,03	0,65 ± 0,26

личными породами – кислыми, основными и ультраосновными. Модельные опыты проводили над пластами гранитных и основных пород (Карелия). Если избыток интенсивности над "морями" отнести целиком к естественной радиоактивности, то из сравнения с данными эталонирования следует, что состав "морей" соответствует земным базальтовым породам. "Материковым областям", имеющим более низкий уровень γ-излучения, в этом случае следует приписать состав, близкий к ультраосновному.

В общей интенсивности γ-лучей над лунными "морями" γ-излучение от распада ка-

Таблица 4. Интенсивность γ-излучения лунной поверхности и земных пород

Район измерений	Интенсивность, имп/см^2 · с	Результаты калибровки прибора	Интенсивность, имп/см^2 · с
Лунные "моря"	1,78 ± 0,14	Гранит (расчет)	0,90
Лунные "материки"	1,51 ± 0,09	Основные породы (расчет)	0,21
Превышение интенсивности в районах "морей" над районами "материков"	0,27 ± 0,23	Ультраосновные породы (расчет)	0,002
		Гранит (измерения), Карелия	1,28
		Основные породы (измерения), Карелия	0,21

лия, тория и урана составляет $\simeq 15 \pm 13\%$. Над лунными "материками" практически все γ-излучение можно отнести за счет космических факторов. Поскольку эффект лежит на пределе точности эксперимента, эти данные нуждаются в дальнейшей экспериментальной проверке.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мнения разных исследователей о породах, из которых состоят лунные "моря" и "материки", расходятся. Все же, если не останавливаться на деталях, многие исследователи рассматривают лунные "моря" как площади излившейся лавы, по составу близкой к базальтовой – примитивным (толеитовым) базальтам [1, 7, 11, 13, 19, 20, 23, 25]. Этот вывод довольно хорошо согласуется с нашими общими представлениями об эволюции планет Солнечной системы, при которой в результате выплавления и дегазаци вещества планет по зонному механизму происходил подъем на поверхность легкоплавкой силикатной фазы [3].

Что касается "материков" Луны, то здесь большинство исследователей склоняется к тому, что, подобно материкам Земли, лунные "материки" сложены кислыми породами, по составу близкими земным гранитам [12, 13, 15, 18, 20, 25, 26].

В то же время в некоторых работах [22] развивается идея о том, что поверхность Луны в основном состоит из первичного недифференцированного вещества, близкого по составу к каменным метеоритам – хондритам. Высказывается даже предположение, что каменные метеориты, падающие на Землю, являются образцами лунного вещества [8].

На основе полученных нами результатов по исследованию γ-излучения лунных пород следует допустить, что породы лунных континентов, вероятно, представлены ультраосновными (хондритовыми) породами или смесью основных и ультраосновных пород.

Таким образом, если оставаться на позиции, что лунные "материки" и "моря" отличаются по составу покрывающих их пород, то первым следует приписать ультраосновной (хондритовый) состав, вторым – состав основных пород (базальтов).

Подобное заключение предполагает своеобразный ход эволюции лунного вещества. В отличие от Земли, покрытой сплошной корой, являющейся продуктом дифференциации вещества земных недр, Луна, по-видимому, представляет объект с начальными этапами дифференциации, результаты которой лишь частично проявились на ее поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барабашов Н.П.* Результаты фотометрических исследований Луны и планет на астрономической обсерватории Харьковского университета. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1957. 137 с.
2. *Вернов С.Н., Чудаков А.Е., Вакулов П.В., Логачев П.В.* Изучение земного корпускулярного излучения и космических лучей при полете космической ракеты // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125, № 2. С. 304–307.

3. *Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
4. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* Исследования интенсивности и спектрального состава гамма-излучения Луны на автоматической станции "Луна-10" // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 3. С. 561–564.
5. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Предварительные результаты измерений гамма-излучения лунной поверхности на автоматической станции "Луна-10" // Космич. исслед. 1966. Т. 4, вып. 6. С. 871–879.
6. Космическая физика. М.: Мир. 1966. 739 с.
7. *Хабаков А.В.* Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. М.: Географиздат, 1949. 195 с.
8. *Юри Г.* Первичные и вторичные объекты // Экспериментальное исследование космического пространства. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 83–93.
9. *Adams I.A.S.* // XX Intern. Geol. Congr: Resumes. 1956.
10. *Arnold J.R., Metzger A.E., Anderson E.C., Van Dilla M.A.* Gamma Rays in space, Ranger-3 // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67, N 7. P. 4878.
11. *Baldwin R.B.* The face of the Moon. Chicago: Univ. Chicago press, 1949. 239 p.
12. *Bülow K.* // Kosmos (Warszawa). 1955. Vol. 51, N 3.
13. *Henselink R.* Der Mond und die Planeten. 1927.
14. *Northrop J.A., Hostetler R.L.* Measurement of gamma-ray fluxes in and above the atmosphere // Bull. Amer. Phys. Soc. 1961. Vol. 6, N 1. P. 52.
15. *O'Keefe J.A., Cameron V.S.* Evidence from the Moon's surface features for the production of lunar granites // Icarus. 1962. Vol. 1, N 3. P. 271–285.
16. *Perlow G.J., Kissinger C.W.* A primary cosmic gamma-radiation. 2. Low energy radiation above and within the atmosphere // Phys. Rev. 1951. Vol. 84. P. 572–580.
17. *Peterson L.E., Howard R.L.* Gamma-ray astronomy in space in the 50 keV to 3 MeV region // IRE. Trans. Nucl. Sci. 1961. Vol. 8, N 4. P. 21–28.
18. *Proctor R.A.* The Moon. 1879.
19. *Schoenberg E.* // Acta Soc. sci. fenn. A. 1925. Vol. 50, N 9.
20. *Spurr J.E.* Geology applied to selenology. Lancarter (Pa): Sci. press, 1945.
21. US space science programme: Rep. to COSPAR. Wash. (D.C.): NASA, 1963.
22. *Urey H.C.* The origin of the Moon's surface features. 1 // Sky and telescope. 1955. Vol. 15, N 3. P. 108–111.
23. *Viete G.* Geologie und Selenologie // Sterne. 1953. Bd. 29, N ½. S. 4–10.
24. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Moskaleva L.P.* On the radioactivity of lunar rocks // Moon and Planets: Ses. VII Intern. Space Sci. Symp., Vienna, 10–18 May, 1966. Amsterdam: North-Holland. Publ. Co, 1967. P. 71–82.
25. *Wilsing J., Scheiner I.* // Publ. Observ. Potsdam. 1921. Vol. 24, N 77.
26. *Wright F.E.* // Publ. Carnegie Inst. 1938.

О СОСТАВЕ ПОРОД ЛУНЫ*

Меня, как, вероятно, и многих других, весьма интересует вопрос: с какими горными породами мы встретимся на поверхности Луны? Вероятно, вскоре мы будем знать состав образцов некоторых пород с поверхности Луны, собранных с помощью "Аполлона-11". Поэтому я хочу предварительно и совершенно кратко по этому поводу высказать несколько соображений.

Мы принимаем метеоритный состав земных планет и Земли, в частности. Земные планеты нашей Солнечной системы, Луна, астероиды и т.п. различаются по содержанию первичных фаз – силикатной и металлической (Fe + Ni). Поскольку Земля имеет ~ 40% металлической фазы, а в каменных метеоритах, хондритах металлической фазы ~ 12%, то очевидно, что материал Земли смешанный – каменные метеориты + железные. Существует зависимость для планет земного типа, лун и т.д. между их массой и концентрацией радиоактивных элементов (генерирующих тепло). Эта концентрация определяет интенсивность выплавления легкоплавкого силикатного вещества по механизму зонного плавления, приводящая к образованию планетных кор (первично-базальтовых).

Среди каменных метеоритов исключительный интерес представляют довольно редкие у нас полевошпатовые ахондриты, богатые Ca (эвкриты, говардиты и др.). Как видно из таблицы, они по своему составу да и по офитовой структуре приближаются к базальтам коры Земли. В них содержатся повышенное количество SiO_2, Al_2O_3, CaO, Cr_2O_3, U Th и низкое – MgO и щелочей по сравнению с хондритами, одновременно приближаясь по составу к базальтам. В них отсутствует металлическая фаза Fe (поэтому в них мало Ni). Плотность вещества Луны 3,34 г/см^3 хондритов ~ 3,58; ультраосновных пород Земли 3,4; полевошпатовых ахондритов ~ 3,15 г/см^3. Как мы уже показывали[1], очень вероятно, что эти ахондриты образуются в результате выплавления на Лунах и других космических телах из первично-хондритового (метеоритного) материала. Интересно, что их абсолютный возраст систематически ниже возраста хондритов.

Что мы непосредственно знаем о составе пород поверхности Луны? Поскольку плотность вещества Луны 3,34 г/см^3, очевидно, содержание металлической фазы меньше, чем в хондритах, вероятно ~ 10%. Появившиеся в литературе соображения о возможном нахождении у Луны ядра указывают на то, что с этой точки зрения оно не может быть по размерам своего радиуса больше, чем 1/3 радиуса самой Луны. В свое время мы показали с помощью автоматической космической станции "Луна-9" по γ-спектрам пород поверхности Луны, что они базальтического характера. Это позже было подтверждено активационным анализом, выполеннным станцией "Сервейор". Мы не ожидали встретить более кислые (гранитные) породы. Все это позволяет нам сделать вывод, что породы поверхности Луны (например, "морей") есть продукты выплавления метеоритного вещества в процессе вулканической деятельности. Они должны быть по составу *близкими к среднему составу полевошпатовых ахондритов*, приближаясь к земным толеитовым базальтам в зависимости от глубины дифференциации. Поэтому, в частности, допущение падения именно полевошпатовых ахондритов на Землю из коры Луны не абсурдно. По предварительным сообщениям в лунных образцах, доставленных

---

*Геохимия. 1969. № 10. С. 1274–1275. Краткое сообщение.

[1] *Vinogradov A.P.* The composition of meteorites // Pure and applied chemistry. 1965. Vol. 10, N 4. P. 459–493.

Средний химический состав пород некоторых типов метеоритов и земных базальтов (в мас.%)

Окислы	Силикатная фаза хондритов	Полевошпатовые ахондриты	Толеитовые базальты	Окислы	Силикатная фаза хондритов	Полевошпатовые ахондриты	Толеитовые базальты
SiO_2	38,0	48,7	49,9	Na_2O	0,9	0,8	2,7
MgO	23,8	9,9	7,3	K_2O	0,1	0,2	0,2
FeO	12,5	16,0	6,9	TiO_2	0,1	0,5	1,5
Fe_2O_3	–	–	2,0	Cr_2O_3	0,3	0,3	0,03
Al_2O_3	2,5	11,7	16,7	MnO	0,2	0,4	0,2
CaO	1,9	10,3	11,8	P_2O_5	0,2	0,1	0,3

"Аполлоном-11", найдено много Ti. Обычно в базальтах до 3% TiO_2. Вероятно оно может быть и выше, так как титаномагнетиты, ильменит, рутил – обычные продукты ранней дифференциации магмы. Кстати сказать, полевошпатовые ахондриты имеют специфическое разнообразие, в них, например, встречается титанистый авгит и др.

Теперь несколько слов о гипотезах происхождения Луны. Если допустить отделение Луны из вещества Земли, то это могло произойти после дифференциации вещества Земли на оболочки – ядро, мантию и частично кору. В этом случае вещество Луны состоит из вещества мантии Земли и частично вещества ее коры. Возраст пород Луны многое поможет объяснить. С другой стороны, несмотря на скудные данные, мы не можем исключить возможности появления Луны из астероидного пояса.

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ ЛУННЫХ ПОРОД*

Благодаря облету Луны космическими аппаратами, как советскими, так и американскими, были получены многие панорамные снимки поверхности Луны – и обратной и видимой стороны. В результате появились географические карты лунной поверхности, дающие весьма точные данные как о положении многочисленных кратеров, так и об их размерах, а также и географии "морей". Мы знаем, что видимая и обратная стороны различаются по характеру лунного ландшафта. На обратной стороне мало "морей"; все пространство занято здесь кольцевыми структурами. Еще предстоит объяснить это различие строения разных сторон Луны. На Луне обнаружены аномалии силы тяжести, занимающие огромные территории и находящиеся на некоторой глубине, так называемые масконы (концентрация силы тяжести). Общепринятого объяснения происхождения масконов нет.

Наибольшее внимание сегодня привлечено к характеру горных пород поверхности Луны, особенно после полета "Аполлона-11", принесшего на Землю образцы пород с поверхности Луны [15].

В этой статье автор поставил своей задачей рассмотреть происхождение пород Луны в свете появившихся новых данных о составе этих пород, особенно после возвращения "Аполлона-11". Первые непосредственные определения содержания радиоактивных элементов были сделаны нами на автоматической станции "Луна-10", а затем повторены на автоматической станции "Луна-12" [18]. Было произведено определение γ-спектра при сканировании автоматической станции над поверхностью Луны. Анализ полученных данных показал, что породы поверхности Луны по содержанию естественной радиоактивности (U, Th, ^{40}K) отвечают радиоактивности земных (примитивных) базальтов. Пород с большим содержанием естественной радиоактивности, подобных земным кислым породам, например гранитам, не было обнаружено. Главный пай γ-излучения пород поверхности Луны принадлежал наведенной радиоактивности, возникшей под действием солнечного ветра на породы Луны.

С помощью α-радиоактивизации пород Луны на посадочных аппаратах "Сервейор-5, -6, -7" [11, 16] в 1967–1968 гг. были сделаны анализы на содержание основных компонентов горных пород Луны. Определения относились к породам района Моря Спокойствия ("Сервейор-5"), Sinus Medii (вулканический поток, "Сервейор-6"), северный край кратера Tycho ("Сервейор-7").

Первоначально опубликованные данные касались содержания C($>$ 3 ат.%), O_2, Si, Al, Mg, группы Fe, группы Ca, Na и суммы тяжелых металлов ($<$ 0,5 ат.%). Затем они были пересчитаны на окислы, и, наконец, данные для "Сервейор-5" могли быть исправлены относительно содержания TiO_2. В табл. 1 приведены эти данные, пересчитанные на окислы (в мас.%).

Эти данные очень близки к составу земных толеитовых базальтов и отличаются относительно высоким содержанием железа (образцы 5, 6). Вместе с тем пересчет этих данных на их молекулярный состав показывает преобладающее содержание полевошпатовых минералов и пироксенов.

В журнале "Scince" от 19 сентября 1969 г. [15] появились результаты первых 12 анализов образцов лунных пород, доставленных на Землю "Аполлоном-11". В коллектив-

*Геохимия. 1970. № 1. С. 3–13.

Таблица 1. Состав лунных пород, определенных по α-активации на аппаратах "Сервейор-5, -6, -7" (в пересчете на окислы, мас.%)

Окислы	"Сервейор-5"	"Сервейор-6"	"Сервейор-7"	Окислы	"Сервейор-5"	"Сервейор-6"	"Сервейор-7"
SiO_2	46,4	52,5	49,0	CaO	14,5	12,5	14,0
Al_2O_3	14,4	13,0	18,5	K_2O	0,5	0,5	1,0
MgO	4,4	5,0	7,5	Na_2O	0,6	2,0	3,5
FeO	12,1	14,5	6,5	TiO_2	7,6	–	–

Таблица 2. Сравнение данных по плотности лунных, земных пород и метеоритов, г/см³

Объект	Диапазон плотности	Средняя плотность	Объект	Диапазон плотности	Средняя плотность
Породы земной коры – базальты	2,80–3,12	2,97	Са полевошпатовые ахондриты	3,0–3,3	3,15
Ультраосновные породы мантии (дуниты)	3,15–3,28	3,26	Породы поверхности Луны	3,1–3,4	3,2 (?)
			Обыкновенные хондриты	3,29–3,9	3,58

ной работе ряда ученых и лабораторий США даются сведения о характере этих пород. Как и надо было думать, образцы, будучи испытаны в карантине на животных, а также попыткой выделения опасных для человека органических веществ из них, показали, что они не представляют никакой опасности для человека. Образцы, как известно, были собраны в юго-западной части Моря Спокойствия (по существу, лавового озера) (0,67° N и 23,49° E) в 10 км от кратера Sabine D.

Лунная поверхность была покрыта здесь до нескольких сантиметров мелкоземьем (до тонкого песка) и оставляла след обуви космонавтов. Породы представляли неотсортированные фрагменты от очень мелких до крупных. Цвет их менялся от темно-бурого до светло-серого. Образцы взяты в большинстве случаев с поверхности. На них видны следы эрозии; так, например, лунные образцы пород представляли собой брекчии (зерна ~ 0,5 см), где были отмечены расслаивание, следы ударов. На поверхности образцов пород отмечались газовые пузырьки, стеклянные шарики. Однако не были заметны следы какой-либо эрозии при участии воды и не обнаружены какие-либо гидратированные минералы. Некоторые ученые предполагали на Луне существование потоков ила и воды [17]. Собственно эрозия происходила под влиянием резких смен температуры, солнечного ветра [5]. Плотность лунных пород 3,2–3,4 г/см³, т.е. она мало отличается от средней плотности вещества Луны 3,34 г/см³ и в среднем заметно выше плотности горных пород земной коры (табл. 2). Лунная почва имела плотность 0,87–1,0 г/см³. Прямые определения на "Луне-13" дали, как известно, [7] плотность 0,8–1,0 г/см³.

На "Аполлоне-11" было собрано 22 кг пород поверхности Луны; 11 кг содержали фрагменты свыше 1 см и 11 кг – меньше 1 см в диаметре. Породы были признаны вулканическими, кристаллизовавшимися из расплава. Различались следующие группы: 1) тип *A* – мелкозернистые, пузырчатые, кристаллические породы; 2) тип *B* – среднезернистые, кавернозные, кристаллические породы; 3) тип *C* – брекчии; 4) тип *D* – фрагменты тоньше 1 см в диаметре.

Минеральный состав этих пород дает следующую картину (табл. 3). Из таблицы видно, что главное место занимают полевой шпат, пироксен и ильменит. Химический состав образцов определялся спектральным методом по сравнению с международными стан-

Таблица 3. Минеральный состав базальтов, лунных пород и полевошпатовых ахондритов (в об. %)

Толеитовые базальты коры Земли	Лунные породы (по данным "Аполлон-11")	Богатые Са полевошпатовые ахондриты
Клинопироксен до 29	Тип А (мелкозернистые, пузырчатые, кристаллические)	Эвкриты (брекчии)
Плагиоклаз ($An + Ab$) 62	Клинопироксен 53	Пироксен 62
Ильменит 2	Плагиоклаз (главным образом анортит) 27	Плагиоклаз 33
Оливин 0–10	Стекло } 18	Стекло 1
	Ильменит }	Другие 4
	Тип В (среднезернистые, кавернозные, кристаллические)	Пироксен 56
	Клинопироксен 46	Плагиоклаз 41
	Плагиоклаз (главным образом анортит) 31	Стекло 2
	Стекло 11	Другие акцессорные минералы 1 (не брекчированные)
	Кристобалит 5	Пироксен 44
	Акцессорные минералы 7	Плагиоклаз 50
	Оливин 0–10	Стекло 2
		Другие акцессорные минералы 4
		Оливин варьирует

дартами, с ошибками ± 10%, а биологический образец – атомно-абсорбционным и колориметрическим (Si) методами. Анализы приведены в табл. 4.

При первом взгляде можно отметить, что они в общем близки к данным, полученным "Сервейор-5, -6, -7". Однако в них заметно ниже содержание Al_2O_3, CaO и особенно Na_2O и выше – MgO, FeO и, наконец, TiO_2. О содержании элементов-примесей пойдет речь ниже. Прежде чем более подробно рассмотреть содержание всех этих элементов в лунных породах, необходимо, как мне представляется, напомнить химический состав, с одной стороны, примитивных океанических толеитовых базальтов, а с другой – каменных метеоритов, так называемых полевошпатовых ахондритов. В настоящее время имеются многочисленные данные по составу толеитовых базальтов [9, 14]. Что же касается богатых Са полевошпатовых ахондритов, представлялось, что эти ахондриты возникают в результате их выплавления из вещества каменных метеоритов – хондритов, которое происходит на лунах и других космических телах. Мне представляется дальше, что процесс выплавления и дегазации космических тел определенных масс – это универсальный процесс образования оболочечных структур этих тел и, как экспериментально показано, он идет по механизму зонного плавления [2]. Плотность полевошпатовых ахондритов ниже, чем плотность хондритов. Химический состав этих ахондритов приведен в табл. 5, 6.

В составе метеоритов можно было ожидать прошедшее только метеоритную стадию вещество метеоритов и другое – прошедшее и планетную стадию дифференциации. Именно к последним можно было отнести по целому ряду признаков, и прежде всего по составу, метеориты, прошедшие планетную стадию и оказавшиеся веществом коры крупных космических тел – богатые Са полевошпатовые ахондриты. Число их падений составляет не более 3% от общего числа метеоритов, падающих на Землю [3]. Они, как правило, являются брекчиями, состоящими либо из крупных зерен (мономиктные) – эвкриты, либо из различных мелких осколков минералов (полимиктные брекчии) – говардиты. По офитовой структуре они похожи на земные базальты, габбро-диабазы. Эти метеориты, особенно эвкриты, богаты Fe. Б. Мейсон 12 нашел, что эвкриты имеют отношение $Fe/(Fe + Mg) > 0{,}45$, а говардиты $< 0{,}45$. В эвкритах много связанного силикатного Fe и практически отсутствуют металлическая фаза

Таблица 4. Химический состав пород Луны по данным "Аполлон-11"

Окислы и элементы	Тип *A*				Тип *B*				Тип *C*		Тип *D*	Состав валовой пробы для биологического анализа	Средний состав пород Луны
	22*	72	57	20	17	58	45	50	21	61	37	54	
SiO_2 мас.%	43	45	36	38	40	43	42	38	43	40	43	42	41
Al_2O_3	7,7	9	11	11	10	13	13	11	11	12	13	13	11
TiO_2	11	10	12,5	12	11	9	8	9	8,6	10	7	7	9,5
FeO	21	17	20	18	19	17	18	20	19	16	16	15,6	18
MgO	6,5	8	9,5	8	8,5	6,5	7	10	7,4	9	8	7,6	7,8
CaO	9	9,5	10	10	10	10,5	10	10	11	11	12	11,6	10,2
Na_2O	0,4	0,6	0,54	0,59	0,65	0,56	0,51	0,51	0,2	0,48	0,54	0,5	0,507
K_2O	0,21	0,2	0,18	0,06	0,22	0,11	0,10	0,06	0,15	0,17	0,12	0,14	0,143
MnO	0,26	0,36	0,49	0,32	0,35	0,55	0,27	0,50	0,22	0,41	0,23	0,34	0,358
Cr_2O_3	0,41	0,69	0,95	0,31	0,67	0,54	0,51	0,70	0,37	0,69	0,37	0,41	0,551
ZrO_2	0,14	0,11	> 0,27	0,13	0,19	0,03	0,09	0,09	0,20	0,04	0,05	0,07	0,107
NiO	0,04	–	–	–	–	–	–	0,007	0,03	0,04	0,03	0,015	0,027
Rb, ч.н.млн	–	6,5	6,0	1,5	6,0	1,6	1,9	0,8	–	3,1	2,2	2	3,06
Ba	100	130	180	50	120	85	115	60	105	90	68	65	80,6
Sr	110	55	230	85	55	190	60	140	150	60	90	140	105,4
Yb	7	2	6	2,5	–	5	1,3	2,7	4,5	1,8	2,5	2,5	3,43
Y	230	210	310	185	310	230	100	130	300	115	130	200	204
V	36	30	40	20	30	32	40	80	22	32	42	30	36,1
Sc	110	45	110	110	55	130	90	170	68	55	55	60	88,1
Co	15	12	22	3	10	7	7	10	13	12	18	11	11,6
Cu	–	5	–	4,5	3	–	6	10	–	8	–	–	6
Li	11,5	14	22	15	25	19	15	10,5	–	12,5	15	15	15,9
Ga	–	–	–	5	–	–	4	8	–	–	–	–	6
U	–	0,75	0,78	–	0,70	–	–	–	0,39	–	–	–	0,65
Th	–	2,9	3,4	–	2,9	–	–	–	1,8	–	–	–	2,5

*Номера образцов.

Примечание. Породы: Тип А – мелкозернистые, пузырчатые, кристаллические; тип В – среднезернистые, кавернозные, кристаллические; тип С – брекчии; тип Д – пыль.

Таблица 5. Химический состав эвкритов (богатых Са полевошпатовых ахондритов) (в мас. %)

Метеорит	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	MnO	TiO_2	P_2O_5	Fe+Ni	FeS	H_2O
Bereba	48,48	6,50	18,76	12,25	11,12	0,15	0,22	0,88	0,25	0,60	0,12	0,45	0,96	0,10
Cachari	48,47	6,84	19,98	13,94	8,62	0,92	0,13	0,06	0,78	0,07	0,06	–	0,05	0,20
Червоный Кут	48,80	6,98	18,47	13,44	11,48	0,52	0,12	0,21	0,63	0,71	–	–	0,25	–
Jonzac	48,32	7,42	17,76	12,73	10,48	0,91	0,22	0,33	0,28	0,52	0,16	–	0,63	–
Juvinas	49,32	6,83	18,49	12,64	10,32	0,42	0,05	0,30	0,53	0,68	0,09	0,04	0,53	0,05
Masibini	49,10	8,43	15,99	11,71	10,31	0,62	0,06	0,42	0,51	0,74	0,09	–	1,01	–
Moor County	48,16	8,41	15,02	15,57	11,08	0,45	0,09	0,44	0,31	0,32	–	–	0,16	0,24
Nuevo Loredo	49,46	5,46	20,10	11,78	10,40	0,57	0,05	0,29	0,56	0,95	–	–	0,21	0,14
Падварнинкяй	47,21	9,00	16,17	10,49	12,18	1,20	0,86	–	–	–	–	2,64	0,19	–
Pasamonte	48,59	6,77	19,58	12,70	10,25	0,45	0,05	0,33	0,56	0,65	0,10	–	0,06	0,28
Peramiho	49,32	7,15	19,99	11,24	10,84	0,40	0,25	–	–	0,42	–	–	0,11	–
Serra de Mage	43,42	3,18	–	27,20	14,53	1,59	0,2	0,33	0,58	–	–	–	0,25	–
Sioux County	49,29	7,08	18,25	12,84	10,39	0,42	0,04	0,31	0,53	0,60	0,09	0,05	0,45	0,14
Stannern	49,33	6,39	17,92	12,34	10,58	0,60	0,08	0,28	0,50	0,96	0,13	0,02	0,72	0,27
Юртук	49,45	17,40	15,61	9,66	6,39	–	–	0,04	0,72	–	0,01	1,58	0,58	0,13
Luotolax	48,05	8,67	18,56	13,41	10,40	–	–	0,60	0,25	–	–	–	0,49	–
Massing	53,11	8,48	18,99	8,20	5,79	1,93	1,19	0,98	–	–	–	–	0,82	–
Petersburg	49,21	8,13	20,41	11,05	9,01	0,82	–	–	–	–	–	–	0,80	–
Среднее	48,51	8,28	17,60	12,96	10,23	0,75	0,24	0,38	0,43	0,60	0,09	0,80	0,46	0,17

Таблица 6. Химический состав говардитов (богатых Ca полевошпатовых ахондритов) (в мас. %)

Метеорит	SiO_2	MgO	FeO	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Frankfort	51,33	17,59	13,19	8,05	7,03	0,45	0,22
Binda	50,50	16,15	15,29	8,84	6,15	0,28	0,13
Le Teilleul	48,14	13,93	16,71	11,35	10,40	–	–
Павловка	50,91	14,69	17,52	6,30	6,24	2,04	0,43
Юртук	49,45	17,40	15,61	9,66	6,39	0,31	–
Жмени	48,18	16,81	14,66	8,06	5,48	1,75	0,38
Среднее	49,75	16,09	15,56	8,70	6,95	0,966	0,315

Метеорит	Cr_2O_3	MnO	TiO_2	P_2O_5	Fe + Ni	FeS	H_2O
Frankfort	0,42	–	–	–	–	0,63	–
Binda	0,75	0,51	–	0,03	0,45	0,96	0,10
Le Teilleul	0,04	0,72	–	0,01	–	0,27	0,22
Павловка	–	0,30	0,03	–	–	1,40	–
Юртук	0,04	0,72	–	0,01	–	–	–
Жмени	0,38	2,17	–	0,08	0,21	1,32	–
Среднее	0,405	0,88	0,03	0,03	0,33	0,89	0,16

и FeS (троилит). Минеральный состав этих метеоритов приведен в табл. 3; они хорошо изучены с петрографической стороны [8]. Можно видеть большое сходство их состава с составом лунных пород. Брекчии богатых Ca полевошпатовых ахондритов встречаются как силикатные включения и в железной фазе мезосидеритов. Силикатная фаза в мезосидеритах составляет обычно небольшую часть. Например, известны подобные мезосидериты: Estherville, Hainholz, Vaca Muerta, Mount Padbury, Эльга и др. К их происхождению вернемся позже.

В настоящее время зарегистрировано 43 падения рассматриваемых ахондритов. Известен химический состав для 29 полевошпатовых ахондритов. Помимо эвкритов и говардитов, имеются другие единичные типы ахондритов, принадлежащие к той же группе базальтовых ахондритов, но отличающиеся разнообразием химического состава, например шерготтиты, ангриты. Теперь рассмотрим состав лунных пород на фоне химического и минералогического состава примитивных базальтов Земли и богатых Ca полевошпатовых ахондритов. Минеральный состав тех и других, в общем очень близкий, приведен в табл. 3.

При общем сходстве химического состава лунных пород, земных базальтов и полевошпатовых ахондритов между ними есть известное различие. Так, содержание SiO_2 в лунных породах в общем несколько ниже по сравнению с более высоким, но одинаковым содержанием SiO_2 и в базальтах и в полевошпатовых ахондритах (41 и 49% соответственно). Содержание Al_2O_3 одинаково в ахондритах и лунных породах и отличается от базальтов, где содержание Al_2O_3 выше. Обращает внимание значительный разброс данных (в 1,5 раза) по Al_2O_3 в лунных образцах. Содержание ~ 12% Al_2O_3 в лунных породах, ахондритах и базальтах резко отличает их от состава вещества хондритов (табл. 7). Содержание Al_2O_3 в лунных породах сходно с содержанием Al_2O_3 в ахондритах, а именно в эвкритах; в говардитах Al_2O_3 несколько меньше.

Содержание MgO одинаково, примерно 8% во всех трех случаях, что также резко отличает их от вещества хондритов. Содержание MgO в говардитах в 2 раза выше, т.е. их можно назвать более примитивными по составу. Очень высокое содержание FeO как в лунных породах, так и в ахондритах (особенно опять же в эвкритах) – до 20% и больше. В базальтах обычно FeO ~ 10% (пересчитанная сумма FeO и Fe_2O_3). Причем указывалось, что в веществе лунных морей как будто бы больше FeO, чем в

Таблица 7. Химический состав лунных пород, толеитовых базальтов и метеоритов

Окислы и элементы	Ультраосновные породы Земли (перидотиты) (23) *	Обыкновенные хондриты (94) [2] *	Толеитовые базальты (137)*	Лунные породы (23) [3] *	Богатые Ca полевошпатовые ахондриты — эвкриты (18)
SiO_2, мас. %	43,54	38,04	50,83	41	48,5
TiO_2	0,05	0,11	2,03	9,5	0,6
Al_2O_3	3,99	2,5	14,0	11,0	12,96
FeO	2,51 Fe_2O_3 9,84 FeO	12,45	2,88 9,0	18,0	17,6
MnO	0,21	0,25	0,18	0,34	0,43
MgO	34,02	23,84	6,34	7,8	8,28
CaO	3,46	1,95	10,42	10,2	10,23
Na_2O	0,56	0,98	2,23	0,5	0,75
K_2O	0,25	0,17	(0,16)	0,15	0,24
Cr_2O_3	0,34	0,36	0,4	0,55	0,38
H_2O	0,76	0,25	0,91	–	0,17
Fe (метал.)	–	11,76	–	–	–
FeS (троил.)	–	5,76	–	–	–
P_2O_5	0,05	0,21	0,23	–	0,1
Li, ч.н. млн [4] *	0,5	3	9	16	3
Rb	1,0	5	1,2	2,5	0,2
Yb	(0,2)	0,2	2	3,5	2
Y	1	2	43	204	22
Sc	1,5	6	61	88	35
Sr	10	10	130	105	80
Ba	1	6	14	80	30
Ga	2	4	17	6	–
V	40	70	290	36	50
Co	200	800	32	12	40
Ni	2000	13500	97	200	1000
Zr	30	30	100	800	60
Cu	20	150	77	6	–
U	0,005	0,025	~ 0,1	0,65	0,2
Th	0,015	0,040	~0,5	2,5	0,5

* По С. Ноколдсу, А. Энгелу и др. [2] * По Г. Юри и Г. Крейгу. [3] * По данным "Аполлон-11". [4] * По разным авторам (см. [3] и др.).

веществе материков. По-видимому, роль Fe в смысле влияния на остальной состав лунных пород огромна. Железо, входя в молекулы $MgSiO_3$ или Mg_2SiO_4 и другие аналогичные молекулы, понижает их температуру плавления. Например, $T_{пл}$, °C, $MgSiO_3$ 1557; $FeSiO_3$ 955; $FeTiO_3$ 1450; Mg_2SiO_4 1890; Fe_2SiO_4 1205; Mg_2TiO_4 1840 и т.п. Благодаря тому что Fe имеет R_i близкий к R_i ионов Ti^{4+} и Zr^{4+}:

Fe^{2+}	Zr^{4+}	Ti^{4+}
R_i 0,74–0,8	0,79–0,8	0,76–0,8

их аналогичные соединения изоморфны, смеси дают твердые растворы (например Fe_2FeO_4 и Fe_2TiO_4 и т.д.), т.е. большие количества FeO в горных породах создают возможность к захвату близких по размерам ионов Ti^{4+} и Zr^{4+} в решетки мета- и ортосиликатов Fe. Может быть, именно это объясняет высокое содержание TiO_2 в лунных породах в виде ильменита. В лунных породах были обнаружены лишь редкие шарики из Fe + Ni, как, в свою очередь, и в полевошпатовых ахондритах – очень мало металлической фазы. В силикатной фазе хондритов, как было показано [2], Fe:Ni $\simeq$ $\simeq$ 400 ÷ 1000. Совершенно такое же отношение Fe:Ni и в лунных породах.

Если допустить, что вещество, из которого выплавлялись лунные породы, по содержанию Fe было аналогично хондритам, т.е. содержало ~25% Fe в разных формах и ~16% Fe было найдено в силикатной фазе лунных пород в виде FeO, то в оставшемся веществе Луны (аналогичному мантии Земли – ультраосновным породам) нужно ожидать содержание ~8% Fe в форме силикатов. Иными словами, для образования Fe-Ni ядра Луны остается очень мало или совсем не остается Fe. В статье [13] приводятся данные об отсутствии железного ядра у Луны, вопреки другим взглядам [10]. Содержание TiO_2 в лунных породах исключительно высокое. Титан находится в виде ильменита. В земных условиях толеитовые базальты встречались с содержанием TiO_2 до 4,5%, но не 7–12%. Вместе с тем нужно заметить, что наибольшее количество Ti среди каменных метеоритов встречается именно среди Ca полевошпатовых ахондритов (см. табл. 7). Был описан титанистый авгит (в ахондрите Angra dos Reis, ангрит с 2,39% TiO_2). По-видимому, как указывалось выше, высокое содержание FeO в лунных породах обусловливает и высокое содержание в них TiO_2. В земных базальтах наблюдали повышение содержания TiO_2 параллельно с повышением содержания FeO. Это можно заметить и для лунных пород и полевошпатовых ахондритов.

Содержание CaO практически одинаково во всех трех случаях ~10%. Содержание щелочей Na_2O и K_2O очень низкое и в полевошпатовых ахондритах и в лунных породах, тогда как, например, содержание Na_2O в примитивных базальтах Земли до 2,5%. Из этого краткого рассмотрения содержания макрокомпонентов в составе лунных пород, полевошпатовых ахондритов (прежде всего, эвкритов) и толеитовых базальтов следует, что наибольшее совпадение представляют составы полевошпатовых ахондритов и лунных пород по содержанию Al_2O_3, MgO, FeO, CaO, Na_2O, K_2O. Несколько больше SiO_2 в составе ахондритов, чем в лунных породах. Но тут нужно иметь более прецизионные определения и достаточную статистику. Исключительное различие видно в содержании TiO_2, хотя тенденция к повышению TiO_2 у ахондритов совершенно ясна (по сравнению с содержанием TiO_2 в хондритах и полевошпатовых ахондритах). Нужно подождать также анализа пород из других областей Луны.

Содержание микропримесей в общем не нарушает близости состава лунных пород и полевошпатовых ахондритов и тем подкрепляет общую идею образования поверхностных лунных пород. Так, например, все редкие и другие химические элементы литофильного характера содержатся в лунных породах и полевошпатовых ахондритах, как и в базальтах, в более значительном количестве, иногда на целый порядок выше, чем в хондритах и тем более в ультраосновных породах Земли (см. табл. 7). Отношение $Th/U \simeq 4$, как в базальтах и ахондритах.

Содержание Th и U в лунных породах оказалось выше, чем обычно считали. Совершенно так же ведут себя Ba, Sr, TR, Zr и другие химические элементы, которые выплавляются с легкоплавкой фазой в процессе разделения вещества Земли и, очевидно, других космических тел на оболочки (при образовании коры). Особенно повышено содержание Zr; его содержится примерно в 3 раза выше, чем в базальтах, и т.п. Содержание суммы редких земель + иттрий в лунных породах (по определению Y, Yb) указывает на более высокое их содержание, чем в хондритах. Так же значительно выше содержание TR + Y и в ахондритах, хотя соотношение индивидуальных редких земель сохраняется такое же, как для хондритов. За последние годы содержание TR в базальтовых метеоритах было предметом широкого обсуждения [6]. В соответствии с малым содержанием Na и K в лунных породах (по данных "Аполлон-11") содержание других редких щелочей также несколько понижено, и поэтому коэффициент Rb/Sr изменен (он очень низкий), как в отношение $K/Rb \sim 1{,}500$, вместо обычных $\simeq 400$ для пород Земли. Но и полевошпатовые ахондриты имеют $K/Rb \simeq 1{,}500$. Тяжелые металлы Ni, Co, V, Cu, Mn, как и следовало ожидать, не дают обогащения в породах поверхности Луны. Относительно Fe содержание Ni, Co заметно ниже, чем в хондритах, где содержание Ni и Co определяется металлической фазой. Интересно, что в некоторых полевошпатовых ахондритах отмечается увеличение содержания Ni по отношению к Fe в железной фазе. Интересно, что содержание углерода (органических

веществ) ничтожно мало: $< 1 \cdot 10^{-4}$%, тогда как в метеоритах содержание C обычно 0,1–0,01% и особенно много его (целые проценты) в углистых метеоритах. В земных горных породах содержится ~0,01% C.

Содержание летучих HCl, HBr, HF, S и т.п. не было определено, хотя все указывает на их нахождение в породах Луны. Был произведен анализ инертных газов. Особенно много их было обнаружено в песке, брекчиях и меньше – в сплошных образцах пород. Это может в известной степени объяснить высокое содержание этих газов в брекчиевых ахондритах. Происхождение этих газов связано с действием на породы солнечного ветра. Мне представляется, что содержание инертных газов в лунных породах – самостоятельный вопрос и его надо рассмотреть отдельно на фоне содержания этих газов в различных метеоритах. По характеру содержания газов я хочу заметить только, что приведенные данные показывают высокое отношение 20/22 Ne по сравнению с атмосферой Земли. В то же время отношение $^4He/^3He$ близкое к теоретическому, значение $^{40}Ar/^{36}Ar$ низкое. К составу изотопов Xe добавились легкие изотопы Xe, но не достает четных ^{134}Xe и ^{136}Xe. Содержание ^{129}Xe такое же, как и в углистых хондритах.

Абсолютный возраст лунных пород по $Ar/^{40}K$ методу дал значение $(3–4) \cdot 10^9$ лет. Возраст полевошпатовых ахондритов по $Ar/^{40}K$ (gas retention возраст) заметно больше флуктуирует, чем соответственно возраст хондритов. Наконец, несколько слов об изменении γ-спектра лунных пород. Содержание U, Th, K показано в табл. 4. Значительный пай γ-излучения относится к наведенной активности. Причем внутри образца породы оно слабее, чем на поверхности. Наибольший пай γ-излучения принадлежит ^{26}Al – до 100 распад/мин · кг породы (отнесены к моменту отбора пробы), затем ^{22}Na (40–50), ^{54}Mn (15–40), ^{56}Co (18–38).

Первые подробные анализы пород поверхности Луны, конечно, вносят очень много в наши представления о Луне. Хотя данные, полученные для образцов породы из нескольких мест Луны "Аполлоном-11" и "Сервейором", совпадают, все же нужно сказать, что все они относятся только к породам лунных морей, лавовых озер и к ограниченной территории Луны. Вместе с тем можно, рассматривая их, поставить очередные вопросы и тем способствовать более направленному изучению пород Луны. Большинство исследователей предпочитают модель Луны однородного состава. Теперь совершенно нет сомнений в том, что на Луне имела место вулканическая деятельность (породы поверхности Луны кристаллизовались из расплава, как указывают исследователи). Когда она закончилась, мы пока не знаем. Изучение пород континента Луны, состава пород кратеров, кальдер, безусловно, в будущем многое объяснит. Породы Луны (морей) показывают большой возраст, правда, по Ar/K методу $(3–4) \cdot 10^9$ лет, в предположении, что изотопный состав K отвечает земному. Очевидно, дым, пары и газы, сопровождавшие излияние на поверхность Луны лавовых потоков, были потеряны, поскольку атомы и молекулы до массы 40 не удерживаются гравитационным полем Луны и диссипируют в пространство. Таким образом, Луна никогда не имела сколько-нибудь постоянной атмосферы. Мало вероятно, что сохранился где-то под почвой Луны лед из воды. Наблюдения показали, что никаких следов действия воды на породы не было замечено.

Признание вулканической деятельности на Луне на основе непосредственного изучения пород поверхности Луны приводит нас к утверждению о дифференциации вещества Луны на оболочки и, прежде всего, образования коры Луны.

Породы лунных морей по своему петрографическому, минералогическому характеру и химическому составу, как мы видели, относятся к группе базальтов и больше всего совпадают по содержанию отдельных компонентов с химическим составом эвкритов, богатых Ca полевошпатовых ахондритов. Возникает, естественно, основной вопрос о составе источника этих пород, так сказать состава "мантии" Луны, ее силикатной фазы. По этому вопросу можно высказать ряд точек зрения.

Известны два парадоксальных взгляда на происхождение Луны. Первый – разделение в прошлом Земли на собственно Землю и Луну и второй – Луна пришла к Земле

извне, например из астероидного пояса. Рассмотрим эти позиции на фоне новых данных. В какой момент истории Земли могло произойти отторжение лунного вещества? Я не хотел бы здесь рассматривать причину, которая могла это вызвать. Нужно читателей пригласить обратиться к специальным астрономическим статьям [1]. Здесь, в свою очередь, возможны несколько вариантов: а) отторжение недифференцированного вещества Земли. В этом случае Луна должна иметь состав Земли. Но это невозможно, поскольку Земля имеет плотность ~5,5, а Луна 3,34 г/см^3; б) на Земле произошло частичное разделение на металлическую фазу и силикатную и с Луной была отторгнута только силикатная фаза (с каким-то небольшим, скажем возможным, захватом металлической фазы), но тогда процессы выплавления должны, казалось бы, строго привести к образованию коры Луны, по составу отвечающей примитивным базальтам Земли, т.е. с ~10% FeO, с малым содержанием TiO_2 и т.д., о чем мы уже говорили. Наконец, следуя этому же направлению, можно вспомнить, что вещество Луны пытались отторгнуть из сиалического вещества коры Земли, что, как легко понять, невозможно. Во всех этих случаях мы избегали, как это было видно, допущения какой-либо селективной дифференциации вещества Земли в этом процессе разделения. Подобный механизм нельзя было бы сегодня объяснить, если бы мы сделали это допущение. Теперь обратимся ко второй позиции: захват Землей космического тела – Луны, пришедшей извне. О возможных механизмах подобного действия необходимо познакомиться в специальных астрофизических работах [1]. Здесь также может быть предложен ряд вариантов. Средняя плотность Луны 3,34 г/см^3. Если учесть сжатие и другие физические факторы и привести среднюю плотность Луны к нормальному давлению и температуре, то она окажется 3,5–3,6 г/см^3. Следовательно, первичный материал, который превратился в планету, имел меньшую плотность. Это указывает, что в нем либо вовсе не было металлической фазы (а планеты нашей Солнечной системы различаются по отношению металлической фазы к силикатной, как, кстати сказать, и метеориты), либо очень мало. Выше мы пытались проанализировать эту задачу применительно к большому содержанию FeO в лунных породах (при малом содержании Ni). Подобный материал в виде каменных метеоритов – хондритов – вообще известен, так, например, хондриты Johnstown, Monegaon, Felix, Cold Bakkeviel, Onbori и др. содержат ~2% металлической фазы. Плотность их соответственно ниже средней плотности для хондритов ~3,4. В них также много FeO и мало Ni.

Возможен другой вариант в этом направлении – материалом были хондриты с обычным содержанием металла (~13%). В результате разогревания вещества Луны (подобно Земле, за счет генерации тепла U, Th, ^{40}K) произошло окисление значительного количества металлического Fe, приведшее к большому его содержанию в силикатной фазе. Остаток металла тогда должен содержать очень высокое количество Ni. Позволили или нет гравитационные силы отделить металлическую фазу от силикатной – это для нас сейчас несущественно. При любом представлении о выплавлении вещества пород той же лунной поверхности обязательно возникает вопрос, что существенно – состав источника этого выплавления или условия самого процесса? Оба фактора действующие. Несколько необычным для нас является тот факт, что выплавленные породы поверхности Луны имеют высокую плотность, она не только выше плотности вещества пород земной коры, но и близка к средней плотности самой Луны. Конечно, подъем магмы в значительной мере определяется ее легкоплавкостью. Однако нельзя пренебрегать гравитационными силами. Вероятно, мы далеко не точно знаем плотность Луны; с другой стороны, данные полученные "Аполлоном-11", возможно, ориентировочные, а не средние для пород. Это требует специального рассмотрения как метода, так и результатов.

Если теперь попытаться прийти к каким-либо заключениям, то можно сказать, что вариант образования Луны из вещества хондритов, богатых FeO (в силикатной фазе) и содержащих мало металлической фазы, наиболее близко отвечает химическим, петрографическим и минералогическим данным, полученным по лунным образцам с "Аполлона-11". В свете этих данных приобретает особое значение изучение образования мезо-

сидеритов. В их железной фазе вкраплены силикаты. Силикаты представлены сложными образованиями – ахондритовыми мономиктными и полимиктными брекчиями полевошпатового состава. Можно представить, что произошла агломерация железом силикатного вещества. Но где шел этот процесс? Ему должен был предшествовать процесс образования Са полевошпатового материала, образование их осколков, брекчирование и затем поглощение железом.

Наконец, я хочу сказать, что нет ничего невероятного в падении с Луны осколков ее поверхностных пород. При взрывах или ударах, действии вулканов высоко выбрасываются осколки пород (у Луны нет атмосферы), образуя спектр по скоростям. Из баллистических соображений очень возможно, что несколько процентов выброшенного материала уйдет из поля тяготения Луны и окажется в поле земного тяготения. Астрофизические данные также не противоречат этому процессу. Вероятно, траектории падения эвкритов будут отличаться от траектории падения других метеоритов. Так, например, суточная вариация у полевошпатовых ахондритов по отношению к вариации у хондритов оказывается смещенной на утренние часы. Это означает, что они встречают Землю, двигаясь под большим углом к ее орбите, и имеют видимые радианты, более удаленные от антиапекса. Смещение видимых радиантов к апексу означает меньшие размеры орбит у Са полевошпатовых ахондритов. Еще раз напомним о близости состава лунных пород и богатых Са полевошпатовых ахондритов – именно эвкритов. Но я об этом уже упоминал выше.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Болдуин Р.* Что мы знаем о Луне? М.: Мир, 1967. 173 с.
2. *Виноградов А.П.* О происхождении вещества земной коры. 1 // Геохимия. 1961. № 1. С. 3–29.
3. *Виноградов А.П.* Вещество метеоритов // Там же. 1965. № 11. С. 1275–1312.
4. *Виноградов А.П.* О составе пород Луны // Там же. 1969. № 10. С. 1274–1277.
5. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* Исследование интенсивности и спектрального состава гамма-излучения Луны на автоматической станции "Луна-10" // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 3. С. 561–564.
6. *Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х.* Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 188 с.
7. *Черкасов И.И., Михеев В.В., Смородинов М.И.* и др. Прямое определение структуры, плотности и механических свойств грунтов Луны с помощью автоматических станций // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1968. Т. 3, № 6. С. 3–14.
8. *Duke M.B., Silver L.T.* Petrology of eucrites, howardites, and mesosiderites // Geochim. et cosmochim. acta. 1967. Vol. 31, N 10. P. 1637–1666.
9. *Engel A.E., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76, N 7. P. 719–734.
10. *Iriyama J., Shimazu Y.* A note on the thermal history of the Moon // Icarus. 1967. Vol. 6, N 3. P. 453–457.
11. *Jackson E.D., Wilshire H.G.* Chemical composition of the lunar surface at the surveyor landing sites // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 24. P. 7621–7630.
12. *Mason B.* Meteorites. N.Y.; L.: Wiley, 1962. 274 p.
13. *Ness N.* The electrical conductivity and internal temperature of the Moon // The Moon. 1969. Vol. 1. P. 149–150.
14. *Nockolds S.R.* Average composition of some igneoux rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 10. P. 1007–1032.
15. Preliminary examination of lunar samples from Apollo-11 Science. 1969. Vol. 165, N 3899. P. 1211–1227.
16. *Turkevich A., Franzgrote E., Patterson J.* Chemical composition of the lunar surface in Mare Tranquillitates // Ibid. N 3890. P. 277–279.
17. *Urey H.* Water on the Moon // Nature. 1967. Vol. 216, N 5120. P. 1094–1095.
18. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Tcherkasov L.I., Shvarev V.V.* Lunar surface explorations with soviet automatic stations "Luna-9" to "Luna-13" // United Nations conf. on the explorations and peacef. uses of outer space, Wien, 1968. М.: ВИНИТИ, 1968. 39 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ЛУННОМ ГРУНТЕ, ДОСТАВЛЕННОМ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СТАНЦИЕЙ «ЛУНА-16»*

Как уже известно[1], автоматическая станция "Луна-16" доставила образец лунного грунта, взятого в Море Изобилия, в его северо-восточной части, в точке с координатами 0°41′ ю.ш. и 56°18′ в.д., примерно в 100 км к западу от кратера Уэбб (см. рис. 1, с. 183).

Море Изобилия носит следы сравнительно спокойного опускания, берега его не имеют кольцевого гористого обрамления и имеют изрезанные очертания. Море представляет собой равнину с проходящими по ней невысокими (100–300 м) валами разветвленного типа. Лучевых систем крупных кратеров на этом участке нет. Лунный грунт Моря Изобилия характеризует новый район "морской" поверхности Луны. Таким образом, три обширных моря на видимой стороне, расположенных вдоль экваторы Луны, – Море Спокойствия (образцы "Аполлона-11"), Океан Бурь (сборы "Аполлона-12") и Море Изобилия (образцы "Луны-16") – дают возможность довольно полно представить характер поверхностных горных пород Луны.

Рыхлый поверхностный материал Моря Изобилия – реголит – был взят при помощи бура, который углубился в породу до 35 см. Глубже он коснулся твердой породы или отдельных крупных фрагментов горной породы. Колонка реголита заполнила бур. В гелиевой камере колонка сыпучего грунта – реголита – была перенесена на приемный лоток и не имела видимой слоистости, казалась однородной (рис. 1). Только небольшая часть грунта у забоя, на глубине 35 см, была сложена крупнозернистым материалом. Общий вес реголита, доставленного "Луной-16", был 101 г. Реголит в целом представляет собой разнозернистый темно-серый (черноватый) порошок, который легко формуется или слипается в отдельные рыхлые комки. Зерна либо оплавлены, округлены, либо угловаты. Зернистость реголита увеличивается с глубиной: преобладают средние размеры зерен ~0,1 мм. Числовое распределение зерен хорошо соответствует степенному закону, которому подчиняется распределение частиц при многократном дроблении. Медианный размер зерен увеличивается от поверхности в глубину реголита от 70 до 120 мкм. На этом основании и по характеру колонки реголита можно было разделить ее на несколько зон: А, Б, В, Г, Д. Реголит каждой зоны подвергался изучению. Зона А, Б – тонкозернистый материал с малым содержанием грубой фракции – занимает от 0 до 15 см длины колонки. Зона В, Г – разнозернистый материал с включением обломков пород и других частиц размером более 3 мм – от 15 до 33 см длины колонки. Зона Д – крупнозернистый материал – от 33 до 35 см длины (рис. 2).

Таким образом, мощность реголита в Море Изобилия в точке забора пробы небольшая, ~35 см, и, возможно, достигает 0,5–1 м или несколько более метра, напоминая мощность реголита в Океане Бурь, которая допускается до ~1–3 м, тогда как для Моря Спокойствия она допускается до 6 м. Вероятно, истинной средней мощности реголита мы пока не знаем.

Изучение физических свойств показало, что реголит имеет объемный вес в естественном залегании ~1,17 (1,20) г/см^3. Путем механического уплотнения его плотность может быть доведена до 2,3 г/см^3. Удельная теплоемкость 0,17 ккал/кг · град, теплопро-

* Геохимия. 1971. № 3. С. 261–273.

[1] Правда. 1970. 29 окт.

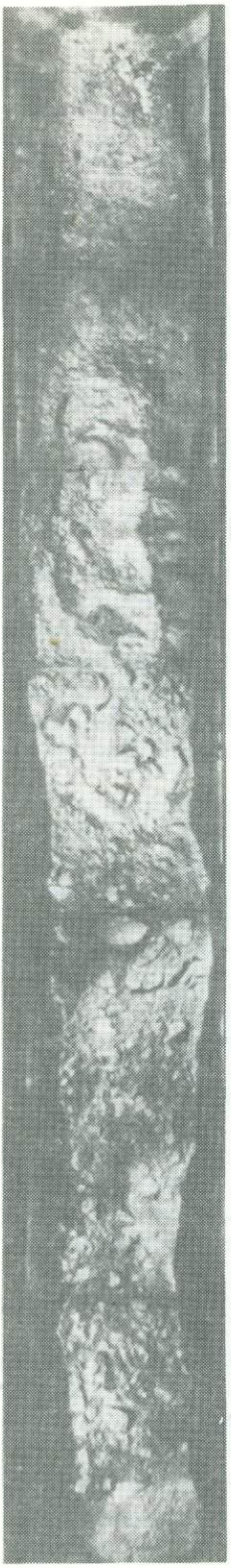


Рис. 1.

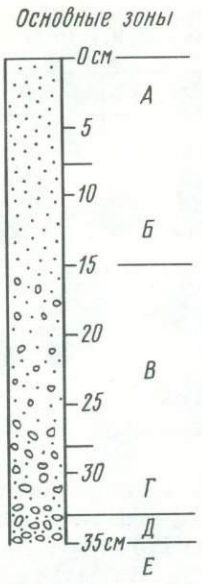


Рис. 2.

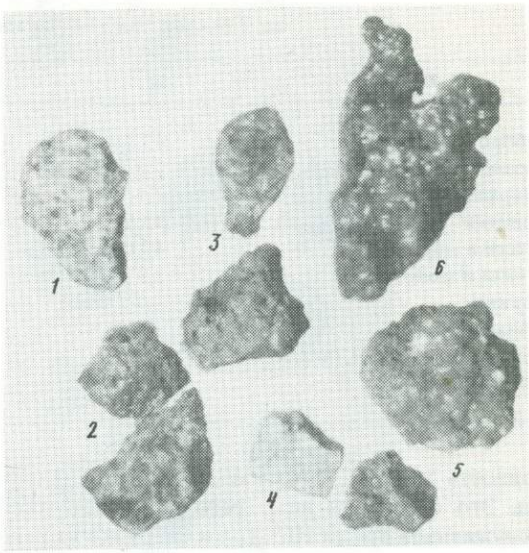


Рис. 3.

Рис. 1. Фотография лунного грунта на лотке в приемной камере
Справа глубинная часть колонки, в конце лотка виден более грубозернистый материал

Рис. 2. Схематическая колонка лунного грунта
А, Б – тонкозернистый материал с малым содержанием грубых фракций; *В, Г* – разнозернистый материал с включениями обломков пород и других частиц размером более 3 мм; *Д* – круглозернистый материал; *Е* – твердая горная порода (или ее фрагмент)

Рис. 3. Крупные частицы лунных пород
1 – крупнозернистый базальт (габбро) лейкократовый; *2* – крупнозернистый базальт (габбро) меланократовый; *3* – базальты, отчасти пористые; *4* – анортозит; *5* – брекчия; *6* – шлаковая оплавленная частица

Таблица 1. Распределение частиц различных пород по фракции +0,45 мм по зонам А, Б, В, Г (в %)

Порода	А	Б	В	Г
Габбро	13,1	17,5	8,1	15,2
Базальт	7,3	9,0	4,9	7,9
Анортозит	1,1	3,7	2,5	4,5
Брекчии	33,9	41,4	35,5	8,3
Шлаки и спеки	40,0	17,5	41,8	53,5
Стекла и монозерна	2,3	4,0	6,2	6,1
Шарики	1,2	1,3	1,2	1,6
Разные частицы	1,2	5,7	–	2,6
Общее число частиц, шт.	838	297	2351	755
Масса фракции, г	0,230	0,100	0,560	0,260

водность $1{,}9 \cdot 10^{-3}$ ккал/м · ч · град, удельное электросопротивление $3{,}42 \cdot 10^{6}$ Ом · м и т.д. Это относится не к реголиту в естественном залегании, а при условии давления окружающей среды 10^{-5} Тор и нагрузке на реголит 160 кг/м^2.

Были определены оптические свойства. Для Моря Изобилия в среднем альбедо равно 0,069, а в ближайшем районе к месту посадки "Луны-16" – 0,105. Непосредственное определение на образце реголита – 0,107. Нормальное альбедо несколько повышается в красных лучах: 0,86 в ультрафиолетовой области, 0,126 в ближней инфракрасной и 0,107 в видимой области спектра. По индикатрисам отражения отчетливо заметная зеркальная составляющая, причем угол максимального отражения света несколько больше угла падения. Эта закономерность усиливается с увеличением длины волны света и с уменьшением угла освещения.

Рыхлый грунт лунных морей, реголит, при микроскопическом исследовании показывает очень контрастный характер по сравнению с рыхлым грунтом Земли. Реголит не похож также и на пепел земных вулканов. Могут быть выделены две основные совокупности частиц: частицы первичных магматических поверхностных пород типа базальтов, на что мы указали еще по данным гамма-спектров поверхности Луны, полученных автоматической станцией "Луна-10"[2] в 1966 г., и частицы, подвергшиеся заметным преобразованиям на поверхности Луны. Если для первых характерен удивительно свежий облик, наблюдающийся на Земле лишь на свежераздробленных образцах неизмененных пород (они практически не несут следов окатанности и обладают угловатыми формами), то вторые несут явные следы оплавления – спекшиеся частицы сложной формы, остеклованные с поверхности, заметное количество сферических оплавленных образований вроде застывших капелек стеклянного и металлического облика, подобно "космическим шарикам" на Земле. Эти частицы указывают, что они образовались из жидкости и быстро застыли. Под микроскопом частицы реголита показаны на рис. 3, а на другом (см. рис. 2, с. 185) разные частицы собраны в группы: габбро, базальты, анортозиты, брекчии, шлаки и спеки, стекла и монозерна, шарики, разные частицы (рис. 4). На растровом электронном микроскопе видно (рис. 5, 6), как крупные силикатные частицы облеплены мелкой фракцией других частиц. Содержание разных частиц во фракции реголита +0,45 мм показано в табл. 1.

Частицы базальтовых пород имеют по крайней мере два типа, характеризующие условия застывания базальтового расплава, – мелкозернистые базальты (со стеклом) и крупнозернистые базальты габброидного типа (рис. 7). Они имеют офитовую структуру и составляют около 1/4 всей крупнозернистой фракции (свыше 0,45 мм). Основные минералы этих пород – плагиоклазы, пироксены, ильменит, реже оливин. Относи-

[2] Правда. 1966. 14 сент.; Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 3. С. 561–564.

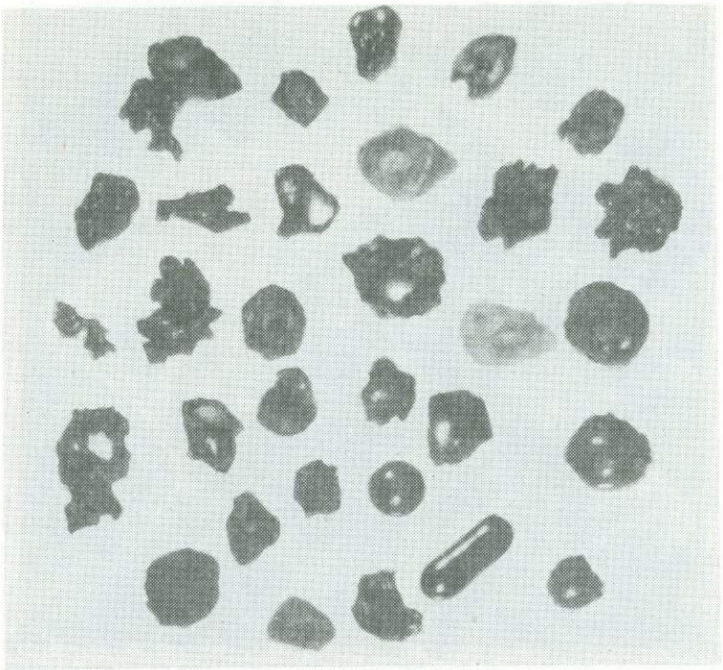


Рис. 4. Различные типы частиц: шарики и сферические образования, стекла, спеки

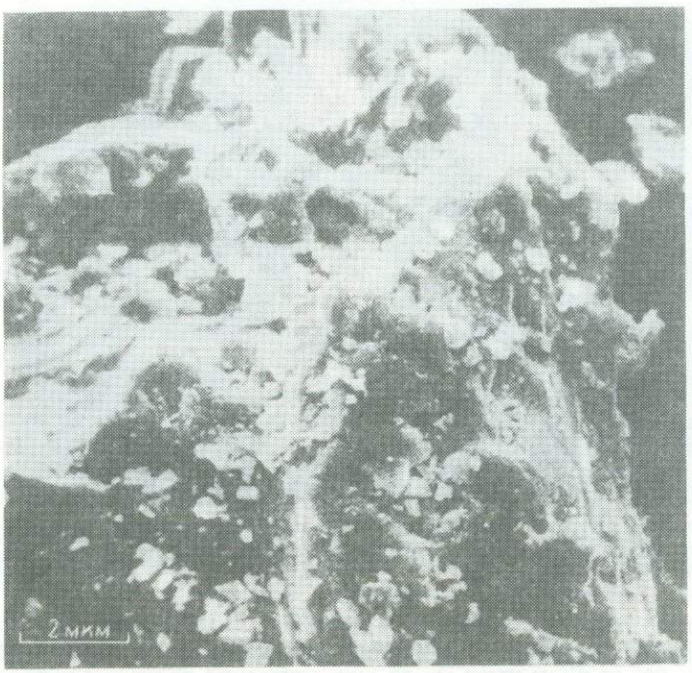


Рис. 5. Изображение частиц тонкой фракции реголита, полученное на растровом электронном микроскопе во вторичных электронах

Крупные силикатные частицы облеплены более мелкими

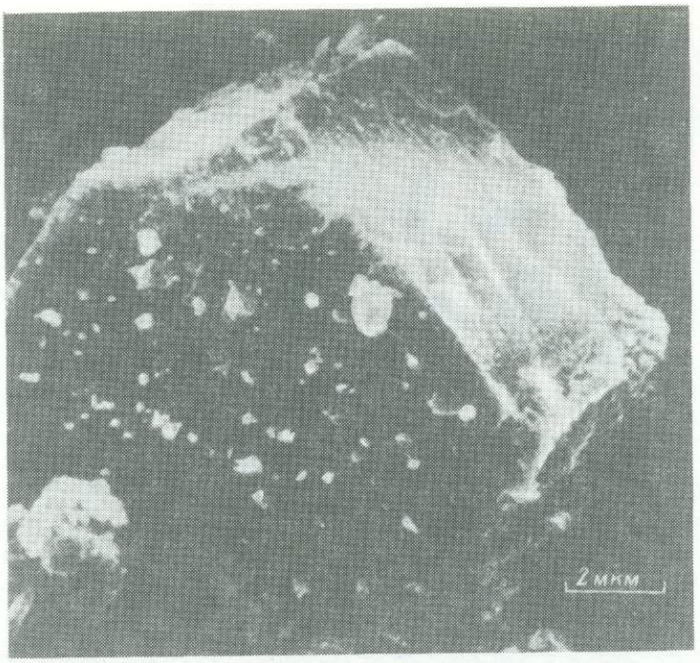


Рис. 6. Изображение частиц тонкой фракции реголита, полученные на растровом электронном микроскопе во вторичных электронах

Крупные силикатные частицы с сечением близким к гексагональному и следами роста на поверхности присыпаны очень мелким материалом

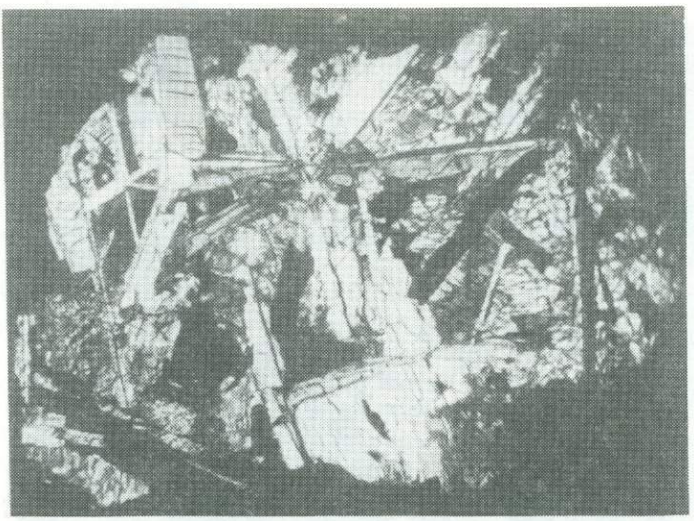


Рис. 7. Шлиф крупнозернистого базальта (габбро) в поляризованном свете в скрещенных николях

Идиоморфные зерна плагиоклаза и отчасти ильменита (черные), ксеноморфный пироксен и немногочисленные выделения оливина

тельное содержание их меняется заметно в различных частицах. Таким образом, уже можно сказать, что на Луне имел место вулканический процесс с излиянием базальтов и, очевидно, образованием лунной коры, мощность которой точно еще нам неизвестна.

На наш взгляд, этот универсальный процесс излияния легкоплавкого материала из недр Луны (с дегазацией) шел по механизму зонного плавления. Встречаются и по-

Таблица 2. Результаты измерений мёссбауэровских спектров лунного вещества

Минерал	Доля от общей площади мёссбауэровского спектра железосодержащего минерала, %				
	наши измерения			США ("Аполлон-11")	
	А 3	А 3	18, 0,20–0,45	84–14	45–24
Ильменит	7,7	6,7	9,2	19,7	26,9
Пироксен	69,0	71,5	65,1	67,6	60,8
Оливин	18,8	16,7	25,5	4,4	6,1
Железо	4,5	5,1	Не опр.	5,8	2,1
Троилит	$\leqslant 1$	$\leqslant 1$	$\leqslant 1$	$\leqslant 1$	$\leqslant 2$
Магнетит	$\leqslant 2$	$\leqslant 2$	$\leqslant 2$	1,4	2,1

левошпатовые породы (анортозиты), белые кристаллические зерна. Содержание их незначительно. Их происхождение и на Земле не очень ясно.

Брекчии – сцементированные, литифицированные породы, образовавшиеся в результате уплотнения мелкораздробленного материала реголита и содержащие в различных пропорциях все компоненты, включая частицы первичных магматических пород, железоникелевый сплав и т.п. Для некоторых брекчий отмечается окатанная форма частиц, а иногда и слабое уплотнение, что приводит к легкому их разрушению. Брекчии магнитны, они составляют до 40% общего числа частиц.

Шлаки и спеки представляют собой мелкие спекшиеся частицы, образующие агрегаты очень сложной неправильной ветвистой формы. В их состав входят все компоненты реголита.

Стекла, остеклованные и ошлакованные частицы. Вообще, по крайней мере половина всех частиц реголита оплавлена или ошлакована с одной или нескольких сторон. В зависимости от состава (содержаний Fe и Ti и др.) они имеют разный цвет – от темно-бурого до черного тонов. Встречается как пузыристое шлакообразное оплавление, так и гладкое глазурное остекловывание. Это типичное лунное оплавление, происходящее при мгновенном нагреве холодной в целом частицы.

Застывшие капли – шарики и сходные образования. Шарики встречаются разные по форме – грушевидные, гантелевидные и т.п., по окраске – прозрачные, мутновато-белые, зеленоватые, желто-бурые, непрозрачные, часто пустотелые. Блеск от стеклянного до металлического. Число их увеличивается в мелких фракциях. Образуются они при температурах, существенно превышающих температуру плавления пород, при их разбрызгивании в расплавленном состоянии.

Наконец, встречаются зерна отдельных минералов: плагиоклаза, оливина, анортита, пироксенов, шпинелей, ильменита, железных частиц. К железоникелевым частицам в реголите мы вернемся позже. О характере содержания различных минералов в реголите дает представление табл. 2. Из нее следует, что содержание, например, оливина в общем довольно заметно и напоминает его содержание в реголите образцов "Аполлона-12", тогда как содержание оливина в образцых "Аполлона-11" значительно меньше. Содержание же, например, ильменита близко к его содержанию в образцах "Аполлона-12", тогда как в образцах "Аполлона-11" его заметно больше, чем в образцах "Луны-16" и "Аполлона-12". Оливин находится в реголите только в виде отдельных монокристаллических осколков неправильной формы (остроугольные кусочки), различной окраски, а также в составе частиц габбро. Рентгенограммы указывают на отсутствие деформации решетки и эффектов двойникования, т.е. отсутствие напряженности решетки. Эта обычная α-модификация оливина характеризуется неупорядоченным распределением атомов магния и железа в структуре. Как видно из дан-

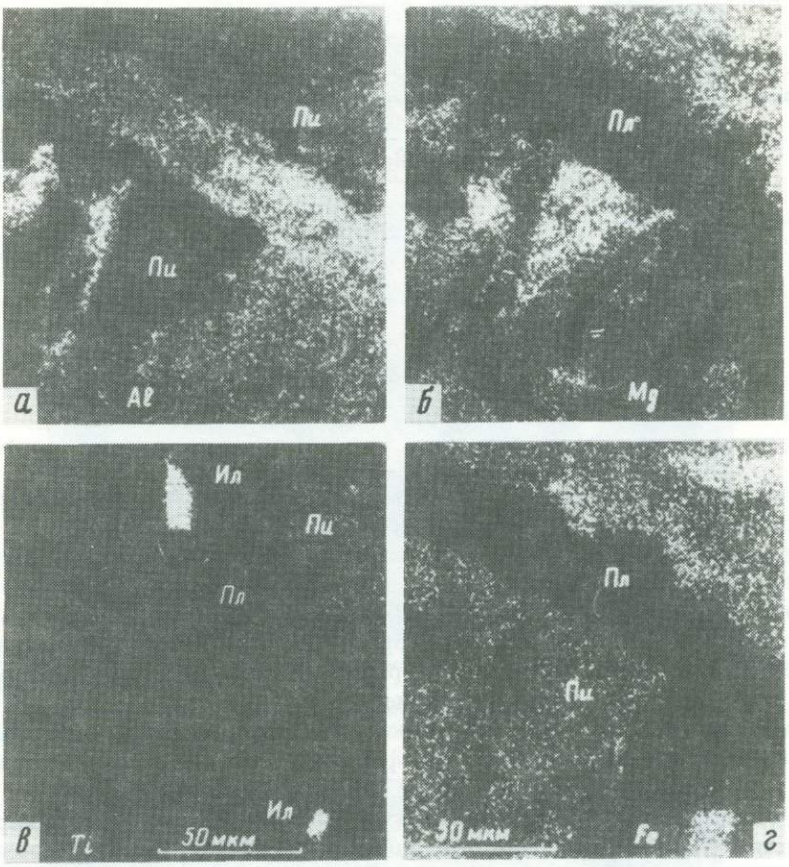


Рис. 8. Снимок участка шлифа крупнозернистого базальта (габбро), полученный на рентгеновском микроанализаторе

Картина распределения: *а* — алюминия; *б* — магния; *в* — титана; *г* — железа. Минералы: *Пи* — пироксен; *Пл* — плагиоклаз; *Ил* — ильменит

ных микрорентгеноспектрального анализа шлифа подобной силикатной частички, она имеет состав (в мас. %):

SiO_2	36,0	Cr_2O_3	0,15
MgO	27,5	Al_2O_3	0,05
FeO	33,8	TiO_2	⩽0,01
CaO	0,38	CoO	0,03
MnO	0,29	NiO	<0,01

Это однородный кристалл оливина, железистость которого составляет 40 мол.% Fe_2SiO_4 и отвечает молекулярной формуле $[Mg_{1,14}Fe_{0,79}(Ca, Mn, Cr)_{0,02}]SiO_4$.

Самым распространенным минералом реголита является анортит, затем авгит и ильменит. Анортит встречается в виде мелкозернистых агрегатов в образцах базальтов, габбро, шариках и в мелкой фракции реголита. Одиночных монокристаллов не найдено.

Плагиоклаз найден также в виде монокристалла триклинной симметрии. Пироксены типа авгитов–пижонитов встречаются в кусочках породы, где они в ряде случаев играют главную роль в базальтах габбро. С помощью рентгеноспектрального анализа было изучено распределение элементов в шлифах базальта, что помогло идентифицировать минералы (рис. 8).

Ильменит обнаруживается в валовой пробе реголита, иногда в сростках с авгитом.

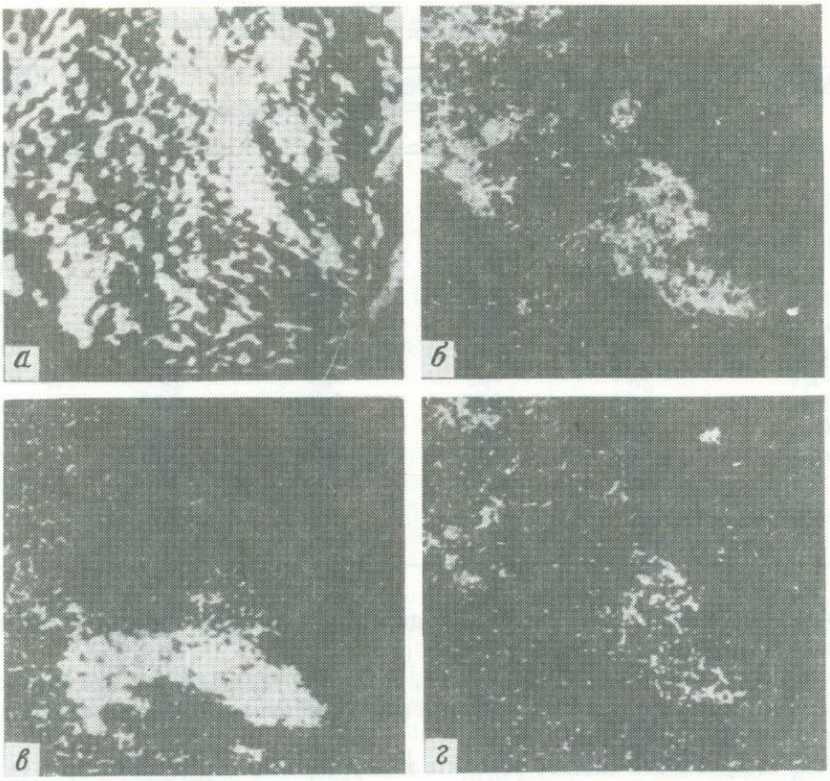


Рис. 9. Растровые изображения магнитной частицы, зарегистрированные на рентгеновском микроанализаторе

а – изображение в поглощенных электронах; *б* – картина распределения железа; *в* – кремния; *г* – никеля

Обнаружена хромистая шпинель в виде монокристаллов темного цвета. Что касается магнитного материала, то можно привести микрорентгеноспектральный анализ образца 3-4 б. Анализ с поверхности (без приготовления шлифа) показывает неравномерное распределение Fe, Ni, Cr, Ti, Si, Al, Mg, Ca. Выделяются зоны с породообразующими элементами и зоны с повышенными концентрациями Fe и Ni – Fe ~6%, а Ni ~1% (рис. 9). В некоторых точках наблюдается содержание железа до 66%, а никеля до 6%. Однако методом мёссбауэровской спектроскопии не удалось в магнитных частицах обнаружить никель. Рентгеновский анализ железных частиц обнаруживает α-железо, т.е. камасит. Обнаружить тэнит не удалось. Объем железных частиц не достигает 1% в реголите. О происхождении этих частиц трудно сейчас сказать что-либо определенное. Как мы увидим дальше, количество никеля в реголите по сравнению с его содержанием в монолитной породе (базальтах) увеличивается в случае материала "Луны-16", а также "Аполлона-11 и -12" в среднем в 5 раз, а кобальта лишь в 1,5 раза максимум. Вместе с тем мы видим очень малое содержание платиноидов в реголите, тогда как в железных метеоритах их во многие сотни раз больше, чем в породах. Химический анализ был сделан параллельно с рентгеноспектральным (главным образом основных элементов), масс-спектральным (все элементы), спектральным и активационным методами – выборочно для отдельных элементов (табл. 3).

Как мы видим, колебания главного состава реголита на четырех уровнях незначительны. Гораздо заметнее различие составов между реголитом и базальтовой породой. Если мы сравним состав пород "Луны-16" с образцами пород Луны "Аполлона-11 и 12", то различия в целом также невелики, за исключением содержаний Ti, Zr и неко-

Таблица 3. Содержание микроэлементов во фракции реголита зон А, Б, В, Г (в мас. %) *

Компоненты	Реголит				Базальт
	А	Б	В	Г	
SiO_2	41,7	41,2	42,5	41,3	43,8
Al_2O_3	15,32	15,40	15,45	15,15	13,65
FeO	16,80	16,55	16,30	16,90	19,35
CaO	12,20	12,80	12,42	12,55	10,40
MgO	8,73	8,82	8,96	8,60	7,05
TiO_2	3,39	3,46	3,30	3,42	4,90
ZrO_2	0,015	–	0,013	–	0,04
Cr_2O_3	0,31	0,25	0,30	0,26	0,28
MnO	0,21	0,20	0,20	0,22	0,20
Na_2O	0,37	0,36	0,36	0,28	0,33
K_2O	0,10	0,12	0,10	0,10	0,15
S	0,19	0,20	0,18	0,25	0,17

* Рентгеноспектральный метод.

торых других химических элементов, находящихся в лунных породах в малых количествах (микроэлементы) (табл. 4).

Нужно отметить высокие содержания Fe, S, Cl и других летучих, которые диссипировали с Луны. Однако в частицах реголита наблюдаются вакуоли, возможно, содержащие вульгарные газы; они исследуются.

Сравнение химического состава реголита и монолитных пород трех морей указывает на то, что материал везде имеет один и тот же характер с вариацией состава как реголита, так и монолитных пород. Наиболее резкое различие в составе пород "Луны-16" заключается в низком содержании Ti. Практически оно одинаково с породами Океана Бурь ("Аполлон-12") или почти вполовину меньше, чем в Море Спокойствия. Вариации в содержаниях Mg, Fe невелики (табл. 5).

Наибольшее количество Zr отмечается в кристаллических породах Моря Спокойствия, где много Ti, Y, Sc. Содержание большинства макроэлементов, а также Ni и многих микроэлементов в трех "морях" практически одинаковы. Удивительно одинаковы содержания Ni в реголите трех морей. Наибольший интерес представляют различия в составе реголита и материнской породы того же моря. Эти различия повторяются для трех "морей". Например, содержание Fe, Ti, Zr всегда выше в материнской породе, чем в реголите. Содержания же Ni всегда выше в реголите, чем в кристаллической породе. Соответствия в содержаниях Ti в кристаллических породах и в реголите указывают, что реголит образовался на месте, а не привнесен откуда-то издалека (как пеплы вулканов). Количество Ca, как и Al_2O_3, растет в реголите. Таким образом, реголит обогащен плагиоклазом и обеднен пироксеном, оливином, ильменитом (и шпинелью); т.е. кристаллические породы более мафические, чем реголит. Редкие литофильные элементы больше всего содержатся в кристаллических породах Моря Спокойствия – Y, TR, Zr, Sc. Это относится и к Th и U (табл. 6).

Мы уже обращали внимание на низкое содержание в реголите платиноидов и золота. Данных еще не так много в этом направлении, но можно видеть следующее распределение платиноидов и золота в породах Луны (табл. 7).

Определение всех редких земель еще не закончено. Изотопный анализ $^7Li/^6Li$ для реголита – 12,28; $^{39}K/^{41}K$ – 14,00±0,18; для $^{85}Rb/^{87}Rb$ (для средней пробы 2,57± ±0,04, т.е. изотопный состав отвечает изотопному составу этих элементов на Земле. В то же время, например, для лития наблюдали нарушение изотопного состава в метеоритах.

Таблица 4. Содержание микроэлементов в породах "Луны-16" (масс-спектральные и спектральные определения) (в ч.н. млн)

Элементы	Реголит				Базальт
	А	Б	В	Г	
Li*	–	10	–	10	
Be*	–	2,8	2	2,7	–
F	265	292	246	277	181
B	4,5	3,9	6	4,6	5
P	–	254	–	200	511
Sc	27	33	23,3	25	20
Cl	66	74	36	72	–
V	64	73,5	55,3	55	42,5
Co	68	56	44	61	29
Ni	190	137	260	178	147
Cu	36	39,8	35	36	13
Zn	10	20	33	21,5	26
Rb	3	6,3	5,5	–	–
Sr	90	156	–	182	445
Cs	0,06	0,26	–	0,08	0,75
Zr	350	334	354	346	–
Hf	1,1	3,6	1,2	1	0,3
Mo	7	12	3,6	5	1,2
Ga	11	–	4,9	–	1,2
Ge	1,3	1,2	1,2	1,5	2,5
As	0,4	0,36	0,6	0,3	2,9
Se	0,45	0,5	–	0,4	0,7
Br	0,26	0,27	0,24	0,33	1,3
Ru	0,03	0,044	0,01	–	6
Rh	–	0,0037	–	–	–
Pd	0,0086	0,012	–	0,01	0,027
Ag*	0,05	0,059	0,02	0,07	0,2
Cd	1	0,75	1	1,3	–
In	0,06	0,025	0,086	0,08	–
Ba	42	259	37	48	206
Sn	1,6	1,4	–	2	4
Sb	0,4	0,3	0,7	0,35	0,5
Te	0,2	–	0,15	0,2	–
W	–	4,7	5,3	7,5	9
Au	0,0033	0,0013	0,003	–	–
Tl	0,3	0,2	–	0,5	–
Pb	6,4	6,6	7	6	7,7
J	0,15	–	0,26	0,14	–
Y	45	49	50	56	58
La	7,3	8	7,4	7,2	7,7
Ce	21	26	24	23	24,6
Pr	4,5	4,7	4,6	4,5	4,8
Nd	20	28	21	23	25
Sm	5,6	6,8	6,2	6,8	7,1
Eu	1,6	1,2	1,3	1,4	1,2
Gd	6,0	4,7	4,6	5,8	4,8
Tb	0,75	1,0	0,9	0,9	0,9
Dy	5,0	5,3	5,0	5,0	5,2
Ho	2,0	2,2	1,9	1,8	2,0
Er	5,0	5,0	5,0	4,7	5,0
Tm	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Yb	3,5	3,6	3,5	3,5	3,6
Lu	0,28	0,3	0,3	0,3	0,3

* Спектральное определение.

Таблица 5. Сравнение состава реголита и кристаллических пород из трех морей

Компоненты	Кристаллическая порода			Реголит		
	Море Спокойствия. Сбор "Аполлона-11"	Океан Бурь, Сбор "Аполлона-12"	Море Изобилия. Сбор "Луны-16"	Море Спокойствия. Сбор "Аполлона-11" (среднее)	Океан Бурь. Сбор "Аполлона-12"	Море Изобилия. Сбор "Луны-16" (среднее)
SiO_2, мас.%	41	40	43,8	43	42	41,7
Al_2O_3	12	11,2	13,65	13	14	15,33
TiO_2	10	3,7	4,9	7	3,1	3,39
FeO	19	21,3	19,35	16	17	16,64
MgO	8	11,7	7,05	8	12	8,78
CaO	10	10,7	10,4	12	10	12,49
Na_2O	0,5	0,95	0,38	0,54	0,4	0,34
K_2O	0,12	0,065	0,15	0,12	0,18	0,10
MnO	0,4	0,26	0,20	0,23	0,25	0,21
Cr_2O_3	0,6	0,55	0,28	0,37	0,41	0,28
ZrO_2	0,1	0,023	0,04	0,05	0,09	0,013
NiO	(0,007)	–	0,04	0,03	0,025	–
Rb, ч.н.млн	2,5	0,64	–	2,2	3,2	5,9
Ba	90	72	206	68	420	114
Si	110	145	445	90	170	169
Yb	2,5	–	3,5	2,5	–	3,5
Y	250	51	54,0	130	130	58,0
Zr	700	170	300	400	670	347
V	45	88	42,5	42	64	61
Sc	110	50	20	55	47	27
Ni	55	54	147	250	200	190
Co	9	40	29	18	42	53
Cu	5	–	13	–	–	37
Li	15	5,5	–	15	11	10*
Ga	6	–	11	–	–	4,9

* Спектрально, все остальные масс-спектрально.

Таблица 6. Содержание Th и U (в ч.н. млн.)

Элементы	Реголит			Кристаллические породы		
	"Аполлон-11"	"Аполлон-12"	"Луна-16"	"Аполлон-11"	"Аполлон-12"	"Луна-16"
Th	2,24 ± 0,06	6,0 ± 0,6	0,474 ± 0,05*	2,9 ± 0,4	0,88 ± 0,09	1,14 ± 0,1*
U	0,59 ± 0,02	1,5 ± 0,2	0,1 ± 0,01*	0,7 ± 0,1	0,24 ± 0,035	0,2 ± 0,02*
Th/U	3,8	4,0	4,7	4,0	3,7	5,7

* Определено масс-спектральным методом.

Как известно, под влиянием солнечного ветра появляются продукты скалывания. Они были обнаружены в реголите – ^{22}Na, ^{26}Al, и др. Например, ^{26}Al дает 173± ±113 расп/мин · кг. Эта работа продолжается, и мы хотели бы иметь данные как для фракции зоны А, так и для фракции зоны Г более глубокой части колонки реголита. Это дало бы возможность многое объяснить.

Небезынтересно в связи с этим заметить, что ИК-спектр реголита показал наличие широкой бесструктурной полосы поглощения в области колебаний кремнекислород-

Таблица 7. Распределение платиноидов и золота в породах Луны (в ч.н. млн.)

Порода	Pt	Pd	Ir	Ru	Rh	Au
Базальты Земли	0,02	0,02	–	–	–	0,004
			Кристаллические породы Луны			
Сбор "Аполлона-11"	–	0,006*	0,0001–0,01	–	–	–
	–	0,1[2]*		–	–	0,0016[4]*
Сбор "Аполлона-12"	–	–	0,0013[3]*	–	–	0,0011[3]*
Сбор "Луны-16"	–	0,027	–	6,3	–	–
			В реголите			
Сбор "Аполлона-11"	–	0,04[2]*	–	–	–	0,0021[4]*
Сбор "Луны-16"	–	0,01	–	0,027	0,0037	0,002
			В железных метеоритах			
	12,0	3,7	2,8	–	–	1,0

* *Baedecker P., Wasson J.* // Science. 1970. Vol. 167, N 3918. P. 503–505.
[2] * *Morrison G.H., Gerard J.T., Kashuba A.T.* et al. // Ibid. P. 505–507.
[3] * *Laul J., Keyas R., Ganapathy R., Anders E.* // Earth a. Planetary Sci. Letters. 1970. Vol. 9, N 2. P. 211–213.
[4] * *Wänke H., Begeman F., Vilesek E.* et al. // Science. 1970. Vol. 167, N 3918. P. 523–525.

Таблица 8. Содержание и изотопный состав инертных газов в образцах пыли (в 10^{-8} $см^3$)

Изотопы	Море Изобилия, проба Г-7	"Аполлон-11"		
		Schaffer, Zahringer	Reynolds	Hinderberger
^4He	18000000	11000000–19000000	29000000	9000000
$^4He/^3He$	2670	2540	2130	2770
^{20}Ne	340000	313000	530000	125000
$^{20}Ne/^{22}Ne$	12,80	12,4	12,85	12,6
$^{21}Ne/^{22}Ne$	0,00332	0,0340	0,00332	0,0352
^{40}Ar	53000	38500	57000	56000
$^{40}Ar/^{36}Ar$	0,98	1,1	1,126	3,04
$^{36}Ar/^{38}Ar$	5,26	5,20	5,19	5,08
^{84}Kr	22	21	37	8,5
^{132}Xe	8,5	10	4,6	2,2

ных связей. Прокаливание образца реголита в атмосфере аргона до 1000°С приводит к появлению в ИК-спектре отчетливой структуры – отдельных полос, связанных с поглощением изолированных и соединенных SiO_4-групп каркасных силикатов и т.д. Следовательно, можно предположить, что имело место облучение вещества реголита и возможные изменения, возникшие в результате этого, снимаются прокаливанием.

Солнечный ветер влияет на породу, вызывая ее метамиктизацию и образование продуктов скалывания на небольшую глубину – 3–5 см. Поэтому мы решили измерить наведенную активность как в верхних слоях реголита, так и в его основании. Результаты могли бы объяснить историю накопления реголита.

Реголит содержал инертные газы необычного состава, содержание которых не зависело от глубины реголита (образец реголита относился к зоне Г) (табл. 8).

Доминирующим компонентом газов являются газы солнечного ветра. Их состав резко отличается от состава земных газов и газов метеоритов. Концентрация газов очень высокая, на несколько порядков выше, чем в земных объектах и в метеоритах. Содержание He и Ne совпадает с их содержанием в некоторых богатых нейтральными газами метеоритах. Особенно отличается изотопный состав Ar – например, $^{40}Ar/^{39}Ar \simeq 1$, а $^{36}Ar/^{38}Ar \sim 5{,}25$, что отвечает земному. Количество ^{40}Ar в 4–5 раз превышает его количество, которое могло бы образоваться в породах в результате распада ^{40}K. Изотопный состав Xe отличается также от земного и изучается дальше. По содержанию инертных газов вещество Моря Изобилия ближе к содержанию их в реголите Моря Спокойствия. Были получены первые определения возраста Луны по Rb/Sr методу, в первую очередь для мелкой фракции реголита, которые дали $(4{,}85–4{,}25) \cdot 10^9 \pm 0{,}75 \cdot 10^9$ лет. Среднее по изохроне 4,45 и $4{,}65 \cdot 10^9 \pm 0{,}5 \cdot 10^9$ лет. Таким образом образцы трех морей очень близки по абсолютному возрасту, т.е. возраст Луны отвечает возрасту Земли. Те же значения получаются по $^{206}Pb/^{207}Pb$. Возраст по K-Ar методу трудно рассчитать. Оосбый интерес представляет экспозиционный возраст реголита.

Таким образом, породы Луны из трех морей одного общего типа – базальтов и их вариации их состава – зависят от условий их выплавления, а реголита – от его несколько различной истории в последующем.

Породы Моря Изобилия, как мы видим, ближе к составу пород Океана Бурь. Однако, например, по содержанию нейтральных газов в реголите они ближе к реголиту Моря Спокойствия и т.д.

Перейдем к некоторым предварительным соображениям. Еще преждевременно высказывать окончательное представление о характере процессов на поверхности Луны. Мы будем придерживаться данных, полученных при изучении образца пород "Луны-16" из Моря Изобилия и, естественно, сравнивать их с данными, полученными при полетах "Аполлона-11 и -12". Материал всех трех морей – Моря Спокойствия, Океана Бурь и Моря Изобилия – удивительно близок по своему петрологическому, минералогическому и химическому составам, хотя детали и отличаются. Огромные лунные моря, расположенные вдоль экватора Луны – это понижения, когда-то затопленные основной лавой. В давно прошедшее время, в эру интенсивного вулканизма на Луне была излита на поверхность огромная масса базальтовых пород, сопровождавшаяся диссипацией газов. В зависимости от условий излияния, глубины, температуры и т.п. создавалось известное разнообразие единого базальтового типа поверхностных пород Луны по содержанию Fe, Ti, Zr, Ba и других элементов. Железистость магмы имела не последнее значение в этом эндогенном процессе. Возможно на Луне встречаются породы – производные базальтов (анортозиты, риолиты и т.п.). Мощность базальтовой коры Луны мы точно не знаем.

Абсолютный возраст поверхностных пород Луны, точнее, возраст Луны, сопоставляется практически точно с возрастом Земли. Лунные моря покрыты слоем реголита. Мощность его, по-видимому, значительно меняется и в Море Изобилия: в точке отбора пробы "Луной-16" она была не более 0,5 м. Пределы колебания, вероятно, составляют первые метры. Реголит, как мы уже видели, представляет собой негомогенную смесь зерен породы, минералов разного размера, формы и окраски, как оплавленных, так и угловатых частиц. По глубине отношение между разными зернами меняется, хотя заметить какую-то стратификацию материала нельзя. Этот материал является результатом дробления породы при условиях воздействия высокой температуры, вызвавшей образование не только оплавленных частиц реголита, но и образование сфероидов. Реголит не похож на вулканический песок земных вулканов. Состав реголита, как мы видели, отличается несколько от состава кристаллических пород Луны. Он содержит пониженное количество мафических элементов. Следовательно, он должен быть и более легкоплавким, чем первичная базальтовая порода. Прежде чем коснуться проблемы образования реголита, вспомним основные факторы лунного "выветривания". Это, во-первых, температурная качка поверхностных пород Луны в течение миллиар-

дов лет от лунного дня к лунной ночи – в диапазоне температуры ±100°С. Затем облучение поверхностных пород Луны солнечным ветром и галактическими космическими лучами. Далее вакуум, в котором находятся породы Луны, и, наконец, возможные удары метеоритов. Вероятно, температурная качка поверхностных пород Луны как-то влияет на их прочность, но этого сейчас оценить мы не можем. Значительно больший эффект вызывает солнечный ветер и галактическое излучение. Во-первых, на основе наших наблюдений как будто бы следует, что весь реголит на 35 см в глубину несет признаки влияния солнечного ветра. В образце из зоны Г реголит содержал огромное количество солнечных нейтральных газов. Затем по инфракрасному спектру реголита наблюдались признаки его облучения. Во-вторых, конечно, надо подождать определения радиоактивных продуктов скалывания из глубоких слоев реголита. Это все предварительно указывает либо на перемешивание реголита на месте, либо на то, что в нем послойно записана история его образования.

Излучение глубоко не проникает – оно проходит первые несколько сантиметров грунта. На основе наблюдений и излучения так называемой метамиктности в минералах, содержащих радиоактивные элементы, следует, что они теряют прочность, происходит деформация их кристаллических решеток и т.д. Однако это обычно не ведет к полному разрушению минералов. Мы пытаемся обнаружить в частицах реголита метамиктность. Вместе с тем облучение начинает свою работу главным образом тогда, когда материал уже раздроблен. Поэтому в процессе дробления материала, в образовании реголита (его оплавлении) солнечный ветер не принимает прямого участия, но влияет на прочность материала.

Обычно образование лунных "морей' и, следовательно, прежде всего реголита, который их заполняет, связывают с воздействием падающих метеоритов, ударами. Любопытно представить процесс падения роя метеоритов на обращенную к Земле сторону Луны в область современных лунных "морей", расположенных вдоль экватора. Почему они роями падали только на видимую, наиболее выпуклую поверхность Луны? Это трудно объяснить. Наиболее надежным доказательством "работы" метеоритов было бы их обнаружение на поверхности Луны. Однако метеориты и микрометеориты налетают на Луну с космическими скоростями. Эксперимент и расчет показывают, что 1 г вещества метеоритов способен при этих условиях взорвать на 2–3 порядка больше вещества пород Луны, их раздробить и т.д. При этом процессе частицы пород взлетают с огромными скоростями, имея широкий спектр скоростей. Какая-то часть их может покинуть Луну, выйдя из поля ее тяготения, и оказаться на Земле (например, эвкриты). Эту ситуацию с балансом вещества Луны мы должны всегда помнить, когда пытаемся найти объяснение образованию реголита. Однако какая-то часть, пусть очень малая, метеоритного вещества остается на поверхности Луны. Выше мы привели предварительные данные по нахождению вещества метеоритов в реголите. Несомненно оно обнаруживается. Но это еще далеко не достаточно для объяснения образования всего реголита Луны.

Я хотел бы обратить внимание на другое. Наиболее своеобразным в эндогенном процессе излияния базальтовых пород на Луне является мгновенный контакт их с высоким космическим вакуумом. Магма Луны подходит к кровле и прорывается через нее. Жидкая магма, ее газы вырываются в вакуум. Должно произойти разбрызгивание жидкой магмы и потеря в то же время с огромной скоростью ее газов и других летучих. Нам хотелось бы параллельно с другими мотивами пойти по этой эндогенной дороге выяснения происхождения реголита, поставив соответственно эксперименты. Тем более что кардинальный вопрос о характере баланса вещества Луны не безразличен для понимания геохимических процессов на Земле, особенно в первый миллиард лет ее эволюции.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ЛУННОМ ГРУНТЕ, ДОСТАВЛЕННОМ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СТАНЦИЕЙ «ЛУНА-20» *

Автоматическая станция "Луна-20" произвела посадку в типичном материковом районе Луны в 22 ч 19 мин по московскому времени 21 февраля 1972 г., а 23 февраля осуществила бурение и взяла образец грунта. Место посадки находится между Морем Изобилия и Морем Кризисов в точке с координатами 3°32′ с.ш. и 56°33′ в.д., приблизительно в 35–40 км от северной кромки Моря Изобилия. Место посадки автоматической станции "Луна-20" находится в 120 км по прямой на север от места посадки "Луна-16". Граница "моря" и "материка" находится как раз на полпути между этими двумя пунктами (см. рис. 1, с. 183). Характер береговой линии указывает на сравнительно спокойное опускание Моря Изобилия, осложненное многочисленными сбросами, проходящими по материку. Материал, слагающий материк, превышение в пределах которого в районе взятия пробы достигает 1 км, несомненно древнее лавовых покровов, заполняющих море, и не может содержать значительной примеси морского материала.

Рельеф района посадки типичен для материковых областей Луны. Основу его составляют участки с пологохолмистым рельефом, сочетающимся с хребтообразными поднятиями, уступами и котловинами неправильной формы. Эти образования испещрены многочисленными кратерами, диаметром до нескольких десятков километров. Плотность распространения кратеров диаметром более 3 км приблизительно в 50 раз превышает плотность кратеров соответствующего размера в северной части Моря Изобилия.

В нескольких километрах к востоку от места посадки находится кромка вала кратера Аполлоний С, который имеет диаметр около 10 км и глубину несколько более 1 км. Судя по степени выраженности в рельефе, Аполлоний С имеет сравнительно молодой (возможно, коперниковский) возраст и выбросы из этого кратера могут играть существенную роль в составе грунта, привезенного станцией "Луна-20".

В непосредственной близости от станции поверхность относительно ровная и имеет пологохолмистый характер. Протяженность склонов холмов может колебаться в пределах от сотен метров до первых километров. Судя по полученным изображениям, станция совершила посадку на восточном склоне одного из таких холмов, имеющих крутизну склона 8–10°. На этой поверхности находятся редкие кратеры с пологими склонами диаметром до 0,5–1 м и малочисленные камни с поперечником не более 1–3 см.

Конструкция буровой установки "Луна-20" аналогична таковой на автоматической станции "Луна-16". Ампула с буром, содержащим грунт, была вскрыта в гелиевой камере и грунт был помещен на лоток, как это видно из рис. 1.

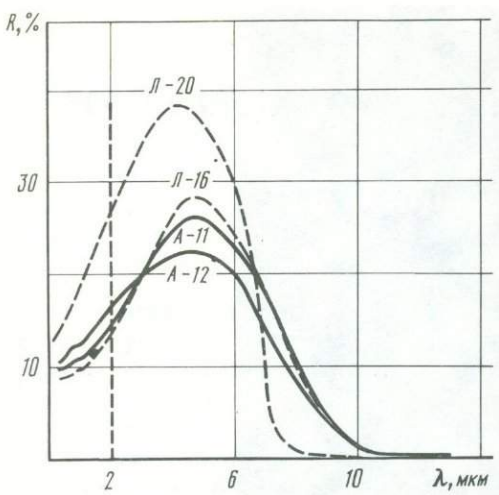
Грунт, или реголит, "Луны-20" представляет собой рыхлый разнозернистый материал, светло-серого цвета, значительно более светлый, чем реголит из Моря Изобилия ("Луна-16"). При первом же исследовании реголита "Луны-20" обнаружилось, что по сравнению с реголитом "Луны-16" он значительно меньше содержит оплавленных частиц, сфероидов и т.п., которые в реголите из Моря Изобилия приводили к сильному зеркалящему эффекту. Реголит из материковой области Луны так же обладает вы-

*Доложено на заседании президиума Академии наук СССР 11 мая 1972 г. // Геохимия. 1972. № 7. С. 763–774.

Рис. 1. Грунт на лотке в приемной гелиевой камере

сокой способностью к электризации. Насыпной вес реголита "Луны-20" 1,1–1,2 г/см^3. Он легко уплотняется до 1,7–1,8 г/см^3. По гранулометрическому анализу средний размер частиц реголита составляет примерно 70–80 мкм. Крупных частиц размером более 1 мм в нем больше, чем в грунте "Луны-16" (Таблица V, *1, 2*). Более светлый оттенок реголита "Луны-20" был подтвержден сравнительными исследованиями альбедо: значительно выше, чем альбедо реголита "Луны-16", "Аполлона-11", "Аполлона-12". Для мелкой фракции оно равно –0,083, для ультрафиолетовой области – 0,145, для видимой области – 0,200, для ближней инфракрасной – 0,260. Максимум диффузного отражения 0,370 приходится на $\lambda = 4$ мкм (рис. 2). ИК-спектры разных фракций реголита "Луны-20" имеют набор полос в целом характерных для более кристаллического образования, чем спектры образцов реголита "Луны-16", "Аполлона-11 и -12". ИК-спектр реголита "Луны-20" весьма близок к спектру земного анортита An_{100}, но отличается несколько иным контуром полос. Прокаливание (до 1000 °С в аргоне) делает спектры более отчетливыми, но новых полос не появляется (в отличие от реголита "Луны-16", "Аполлона-11 и -12").

Микроскопическое изучение реголита "Луны-20" показало значительное отличие



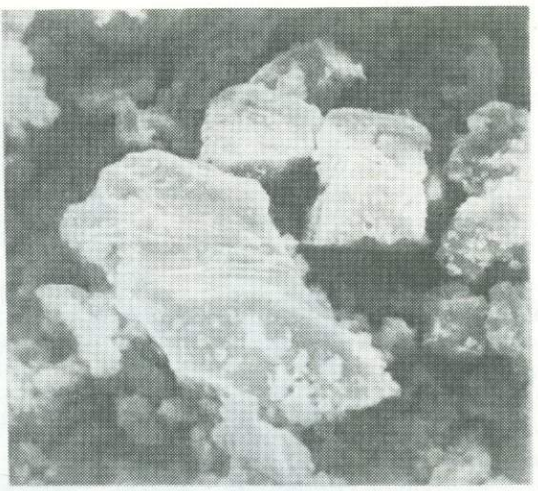


Рис. 2. Спектры отражения реголита "Луны-16 и -20" и "Аполлона-11 и -12"

Рис. 3. Частица реголита, снятая на раствором электронном микроскопе. Увел. ~7000

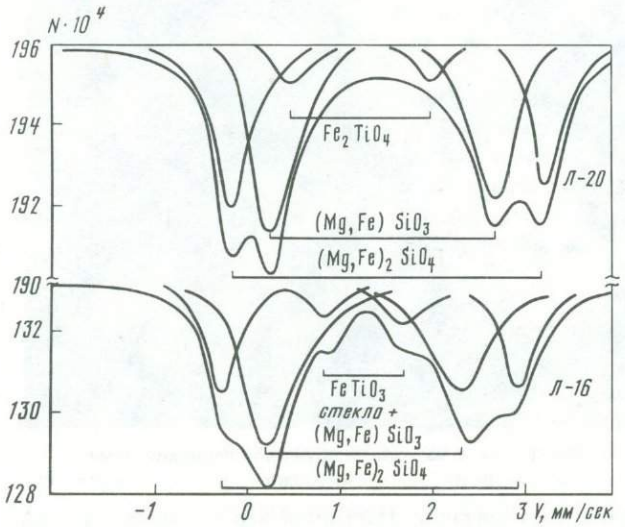


Рис. 4. Мёссбауэровские спектры образцов 9-1р ("Луна-16") и 4-1 ("Луна-20"), измеренные при комнатной температуре (низкоскоростной спектр)

его от морского реголита "Луны-16", "Аполлона-11 и -12". В реголите преобладают обломки кристаллических пород и минералов с хорошо сохранившимися гранями, поверхностями скола (рис. 3); практически мало наблюдались ошлакованные брекчии и сфероиды, характерные для реголита лунных морей. Значительную долю частиц составляли породы анортозитового типа, состоящие в значительной мере из полевого шпата (плагиоклаза). Среди них выделяются полнокристаллические частицы, относимые собственно к анортозитам, и частицы пород такого же состава, но эффузивного облика. Сюда же могут быть отнесены отдельные зерна плагиоклаза, встречающиеся во всех гранулометрических классах реголита. Более крупные из них, по-видимому, представляют материал раздробленного крупнокристаллического анортозита. Необходимо еще отметить присутствие пород, относимых к троктолитам, состоящих главным образом из полевого шпата и оливина.

Таблица 1. Распределение минералов (содержащих Fe) в мелкой фракции реголита (⩽ 0,083 мм) в образцах Л-16, Л-20

Минерал	% от общей площади мёссбауэровского спектра		Мас.% от общего количества минералов	
	Л-16	Л-20	Л-16	Л-20
Ильменит ($FeTiO_3$)	7,1	⩽ 1,0	1,0	< 0,05
Ульвошпинель (Fe_2TiO_4)	⩽1,0	5,8	⩽ 0,06	0,9
Пироксен* ($FeSiO_3$)	71,0	51,0	45,5	40
Стекло	–	–	–	–
Оливин[2]* (Fe_2SiO_4)	21,9	32,5	3,4	7,8
Железо[3]* (металлическое)	6,3	12,4	0,33	1,1
Плагиоклаз	–	–	~50	~50

*Принималось FeO/(FeO + MgO) = 20%. [2] *Принималось FeO/(FeO+ MgO) = 40%. [3]*С учетом мелкодисперсного железа

На рис. 4 видно, что место ильменита в реголите "Луны-20" заняли ульвошпинели. В отличие от реголита лунных морей породы базальтового типа представлены в общем немногочисленными частицами базальта, совершенно аналогичными базальтам лунных морей. Частицы пород типа габбро и перидотита найдены также в ограниченном количестве. Встречаются пироксены, по-видимому, с преобладанием ортопироксенов, аморфные стекла. Были обнаружены в качестве незначительных примесей α-кристобалит, оливин, ильменит, троилит, шпинель (близкая к составу $MgAl_2O_4$). В табл. 1 дано распределение минералов по данным мёссбауэровской спектроскопии. Наконец, очень интересно отметить, что в породах анортозитового типа постоянно встречаются включения металлического железа различной формы и размера. Несколько позже мы вернемся к этому явлению. Таким образом оказалось, что реголит "Луны-20" из высокогорной области преимущественно состоит из фрагментов анортозитовых пород, тогда как морской реголит – преимущественно из пород типа базальта. В мелкозернистой фракции реголита (⩽ 80 мкм) "Луны-20" главной составляющей частью является анортозит с преобладанием промежуточного ($An_{99,1}$) или почти чистого (An_{100}) анортита. Тогда как в морском реголите находится обычно 1–2% анортозита (брекчии также содержат зерна анортозита, и тогда общее содержание будет несколько выше: ~ 5 %), в материковом реголите "Луны-20" его количество достигает 50–60%. На Таблице VI, *1–3* представлен вид под микроскопом (увел. 80) троктолита, анортозита эффузивного облика и раскристаллизованного анортозитового стекла (по-видимому, переправленная частица).

Среди железосодержащих минералов тонкой фракции реголита "Луны-20" больше 30% оливина (маложелезистого), 50% пироксена, а ильменита лишь 1%, тогда как в морском реголите из Моря Изобилия этого титансодержащего минерала до 10%, а в морском реголите Моря Спокойствия свыше 25%.

Было обнаружено по мёссбауэровскому спектру суперпарамагнитное железо.

Теперь вернемся к содержанию разнообразных включений металлического железа в анортозите. Оно довольно часто встречается в кусочках анортозита, т.е. ассоциировано с кристаллическими силикатами. Мне представляется, что включения металлического железа в анортозитовом материковом реголите встречаются даже чаще, чем в морском реголите. Правда, это требует надежной статистики. Металлическое железо встречается в разных формах и вероятно разного происхождения. В Табл. VI, *4* видно включение металлического железа в частице мелкокристаллического анортозита. Рентгеноспектральный микроанализ другой частицы показал следующую картину (Таблица VII, *а–е*) На Таблице VII, *г–е* показано распределения алюминия, кальция и кремния. Каким путем оказался этот железный сплав внутри кристаллической

анортозитовой породы? Что это? Метеоритное железо? Можно было так объяснить узорчатую картину распределения металлического железа и силиката – анортозита (Таблица VII, *а–в*). Светлые "нодули" Fe-Ni сплава (*б, в*) кристаллизовались ранее, а затем кристаллизовалась анортозитовая порода. Действительно, опыты, которые были проведены у нас, показали следующие температуры плавления лунных пород:

"Луна-16"

1. Габбро – температура полного расплавления 1235 °С (из 3-х определений).
2. Анортозитовое габбро – температура полного расплавления 1434 °С (из 3-х определений).

"Луна-20"

3. Базальтовая порода – температура полного расплавления 1070 °С (в узком интервале температур).
4. Анортозито-базальт – температура полного расплавления 1170 °С (в узком интервале температур).
5. Анортозитовая порода, серая – температура полного расплавления 1316 °С (из 2-х определений).
6. Моночастица анортита – температура полного расплавления 1451 °С (из 2-х определений). Плавление начинается при 1250–1270 °С.
7. Анортозит кристаллический – температура полного расплавления 1384 °С (из 2-х определений).
8. Оливин, монозерно – температура полного расплавления 1342 °С.

Из этого следует, что температура плавления силикатных компонентов пород как в совокупности (породы), так и в виде монозерен не превышает температуру 1450 °С, что значительно ниже температуры плавления железа или Fe-Ni-сплава. Отсюда узорчатый рисунок, какой мы видим на Таблице VII, *а*. На Таблице VIII еще частица. Показана ее микрофотография (*а*), распределение Fe (*б*) в Ni (*в*). На последнем рисунке, очевидно, фрагменты железной фазы метеорита содержат камасит и – более светлое поле вверху слева – шрейберзит. Вместе с тем в микроскопе при большом увеличении в поле зрения в анортозитовой породе рассеяны мелкие неправильной формы кусочки металлического железа, как это видно на Таблице VIII (белые точки неправильной формы).

Наконец, металлическое железо распределено в виде мелкодиспергированной фазы (30–1000 Å) в поверхностном слое частиц реголита, как это удалось обнаружить при помощи рентгеноэлектронного метода, вначале на частицах реголита из Моря Изобилия, затем Моря Спокойствия, Океана Бурь и, наконец, на частицах реголита "Луны-20". Причем наибольшая плотность этого железного порошка обнаруживается на частицах "Луны-20". Приблизительно 50% металлического железа в образцах "Луны-20" находится в мелкодиспергированном состоянии. Самым удивительным фактом было то, что это железо не окисляется на воздухе при обычных температурах. В этом диспергированном железе из реголита "Луна-20", по-видимому, содержится очень мало никеля или совсем его не содержится. В противоположность крупным частицам металлическому железу из реголита Моря Изобилия подобное металлическое железо из реголита "Луны-20" содержит никель ($>10\%$), как это видно из мёссбауэровских спектров на рис. 5. Опыт показал, что диспергированное железо образуется в результате восстановления железа двухвалентного до железа металлического при нагревании базальта до 1500 °С в вакууме (10^{-7} атм). Он также не окисляется кислородом воздуха.

Из всей совокупности данных о характере нахождения железа, его соединений, сплавов, обнаруживаемых в реголите "Луны-20", следует ряд нерешенных вопросов. Несомненно, в анортозитовом реголите встречаются фрагменты метеоритного сплава. Но трудно объяснить нахождение железного сплава нередко с малым содержанием

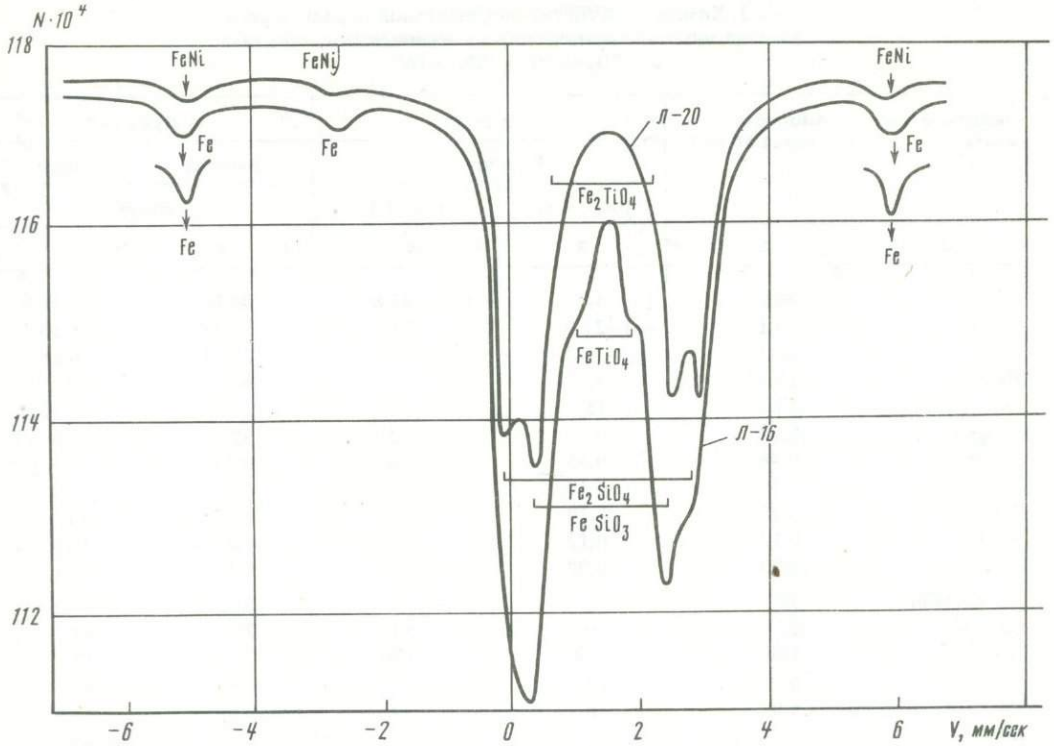


Рис. 5. Мёссбауэровские спектры реголита "Луны-20" и "Луны-16", измеренные при большой скорости движения источника относительно поглотителя

Видны пики металлического железа. Отчетливо видно, что общая площадь пиков "Луны-16" больше, чем "Луны-20", что обусловлено большим содержанием железа в образцах "Луны-16"

никеля в кристаллических породах "Луны-20". Мы обращаем внимание на высокое содержание никеля во всех продуктах "Луны-20", в частности в кристаллических фрагментах (табл. 2), чего не наблюдается для кристаллических пород из морского реголита. Может быть следует здесь вспомнить нечто аналогичное для всех пород, за исключением двух кусочков базальта, доставленных "Аполлоном-14" (горный район, Фра Мауро), – также ~ 200 ppm содержание никеля. Можно было бы поставить вопрос, не является ли это металлическое железо в какой-то степени частью вещества самой Луны, а не привнесенным метеоритами после законченного процесса аккреции вещества Луны.

Реголит "Луны-20" и фрагмент кристаллической породы был подвергнут рентгеноспектральному и масс-спектральному анализам, результаты которых приведены в табл. 2. Для сравнения рядом приводятся данные о составе морского реголита "Луны-16". Фрагмент кристаллической породы из реголита "Луны-20" принадлежит к породам анортозитового ряда с полнокристаллической основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Он крайне обогащен оливином. Материковый реголит содержит в 2–3 раза меньше FeO и на порядок меньше TiO_2, чем морской реголит, и значительно больше содержит Al_2O_3 и CaO. Отношение Al_2O_3/CaO для морского реголита ~1,2, а для материкового $Al_2O_3/CaO \simeq 1{,}5$. Несколько выше в материковом реголите содержание щелочей Na и K. При начальном изучении состава реголита несколько трудно определить отклонение состава крупных кристаллических фрагментов и мелкой фракции реголита "Луны-20", а именно происходят ли в этом процессе измельчения какие-либо изменения состава мелкой фракции.

Для морского реголита отмечается уменьшение содержания мафических элемен-

Таблица 2. Химический состав анортозитовой породы и реголита, доставленных автоматическими космическими станциями "Луна-20" и "Луна-16"

Окислы и элементы	Анортозит (масса 60 мг)	"Луна-20"		"Луна-16"	
		Реголит		Базальт	Реголит
		(обр. 4-1)	(обр. 2-1)	(среднее) *	
1	2	3	4	5	6
SiO_2, %	44,2	44,4	45,8	42,95	41,93
Al_2O_3	19,1	22,9	21,6	13,88	15,33
FeO*	6,91	7,03	7,02	20,17	16,66
MgO	13,37	9,70	9,85	6,05	8,78
CaO	13,3	15,2	14,9	10,8	12,53
TiO_2	0,52	0,56	0,53	5,5	3,36
Na_2O	0,48	0,55	0,46	0,23	0,34
K_2O	0,47	0,10	0,10	0,16	0,10
P_2O_5	0,17	0,14	0,17	0,14	0,12
MnO	0,12	0,12	0,13	0,20	0,20
S	0,03	0,08	0,08	0,17	0,21
Sc; ч.н.млн	36	48	17	31,5	37,2
Co	27	70	53	21,7	41
Ni	189	194	170	79	180
Cu	6,9	27	11	19	37
Zn	6,0	76	39	23,5	33,4
Rb	3,7	1	1	1,3	1,9
Sr	86	230	250	433	253
Y	< 110	54	43	90,5	70,4
Mo	2,5	32(?)	27(?)	0,24	5,3
Zr	50	400	230	323	282
Pb	0,15	1,2	0,54	0,33	~ 4
Ba	66	120	110	238	185
La	–	4,9	4,5	11	13,4
Ce	5,2	1,4	1,2	45	40,8
Pr	1,5	4,5	3,4	10	8,6
Nd	3,1	13	14	32	35,7
Sm	1,5	5,3	3,5	9,7	15
Eu	0,53	0,9	0,74	2,2	2,2
Gd	0,9	2,9	2,5	11	10
Tb	–	0,47	0,52	0,85	1,2
Dy	1,5	4,5	3,9	12	12,5
Ho	0,3	1	0,8	2,8	2,8
Er	0,75	–	1,8	9,6	5,8
Tm	–	0,6	0,27	0,9	0,97
Yb	0,68	1,6	1,6	6,2	5,9
Lu	0,13	0,38	0,28	1,3	1,1
B	2,9	–	39(?)	3,9	4,4
F	107	–	37	128	131
Cl	~ 12	–	14	29	19,7
Cr	1224	~ 700	~ 720	1904	1836
As	~ 0,2	0,3	0,25	1,5	0,41
Sb	–	< 9	< 0,2	0,35	0,85
Sn	–	0,8	3	2,3	1,7
In	–	< 0,03	< 0,4	0,012	0,07
Te	–	–	0,5	–	0,027
Hf	–	4,5	1,6	–	7,8
Cs	–	0,1	0,2	< 2	~ 0,09

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Nb	9,3	16	6,8	15	15,9
Br	~0,2	0,27	0,016	0,8	0,5
Se	–	0,7	0,2	0,4	0,36
Ge	0,17	3,5	2,8	1,8	2,25
Ga	3,2	4,5	3,4	3,2	4,5
V	30	70	23	43,8	67,5
Ag	–	1	–	0,053	<0,28
Th	–	~1,5	~0,2	–	0,8
U	–	~0,5	~0,07	–	0,25
Ru	–	–	~0,6	–	<0,10
Os	–	–	–	–	0,03
Ir	–	–	–	–	0,001
Pt	–	–	–	–	0,05
Hg	–	–	–	–	0,14
Rh	–	–	–	–	<0,15
Pd	–	–	–	0,027	<0,38
Li	–	–	–	–	10,8
Cd	–	–	–	0,085	0,52
Tl	–	–	–	–	<0,3
Au	–	–	–	–	~0,0025
Bi	–	–	–	–	<0,2
Be	–	–	–	2,5	–
J	–	–	–	–	0,14

*Все формы Fe даны в виде FeO.
Примечание. Данные масс-спектрометрические и рентгеноспектральные.

тов Fe, Cr, Mn, V и др., а также Ti и увеличение содержания Al по сравнению с составом кристаллических пород. По совокупности химических данных также подтверждается, что реголит "Луны-20" представляет анортозитовую породу, вероятно, состоящую из ряда аналогов анортозита, габбро-анортозита, анортозитового габбро, анортозито-базальта, троктолита и др. Известное разнообразие наблюдается и в содержании некоторых микроэлементов. Содержание отдельных элементов мало отличается от их содержания в морском реголите, например Sc, Co, Y, Zr, U и др. О содержании Ni мы указывали выше. Как будто бы в анортозитовом реголите ниже содержание галогенидов, а также свинца, хрома, чем в морском. Последнее очень примечательно с той точки зрения, что хром, как мы увидим ниже, нередко содержится в заметных количествах в земных анортозитах. В анортозитовом реголите Луны его даже меньше, чем в морском реголите Луны. Значительно меньше содержание TR, иногда на целый порядок, чем в морском реголите. Причем TR в этом случае не следует за концентрацией Ca. По предварительным данным содержание U и Th невысокое, скорее, низкое по сравнению с содержанием U и Th в реголите "Луны-16", и, как известно, в реголите Моря Изобилия содержание урана и тория наименьшее по сравнению с другими морями. Для многих других химических элементов были получены ориентировочные данные (см. табл. 2).

Были исследованы трековыми методом несколько кристаллов оливина размером ~ 400 мкм из анортозитового реголита "Луны-20". Треки вызываются низкоэнергетическими частицами в составе солнечных космических лучей, а именно ядрами элементов семейства железа с энергией несколько больше $20 \cdot 10^6$ эВ/нуклон. После травления образцы были изучены под микроскопом. Оказалось, что в образце оливина "Луны-20" плотность треков на много меньше, чем в оливине реголита "Луны-16",

на 3–4 порядка. В образцах "Луны-16" поверхность оливина (после травления) покрывается треками с большой плотностью $\rho > 7 \cdot 10^7$ треков/см^2. В образцах оливина "Луны-20" видны лишь отдельные треки $\rho < (3 \div 1) \cdot 10^4$ треков/см^2.

Из этого можно сделать заключение, что оливин из реголита "Луны-20" (следовательно, и вся порода) не подвергался столь интенсивному облучению, как реголит "Луны-16". Иными словами, пребывание анортозитовой породы на поверхности Луны (т.е. ее экспозиционный возраст) не могло быть длительным. Процесс образования анортозитов нам, строго говоря, неизвестен. Анортозиты, как известно, встречаются и на Земле, особенно в архее, с возрастом $(3–3{,}5) \cdot 10^9$ лет, и в протерозое, с возрастом $(1–2) \cdot 10^9$ лет, в виде массивных горных пород или стратиформных пород, главным образом на щитах, например Украинском, Алданском, в Канаде и т.д. Помимо этого, анортозиты появляются в областях с глубоким региональным метаморфизмом, в ассоциации с ультраосновными и основными породами, в мантийном материале рифтовых долин. Таким образом, весь материал реголита "Луна-20", как мы видели, содержит мало мафических элементов Fe, U, Mn и др., а также Ti, Cr и много Al и Ca по сравнению с материалом реголита из морских областей Луны. Особо надо подчеркнуть высокое содержание в кристаллических фрагментах никеля и значительно более низкое количество хрома, чем содержание его в земных анортозитах. Сложную картину представляет характер нахождения и распределения в нем металлического железа.

Известна диаграмма состояния диопсид–анортит, полученная Х. Йодером. Образование анортозита отвечает температуре 1095 °С при давлении пара воды 5000 бар. Но образование анортозита (анортита) возможно в безводных условиях при температуре 1274 °С с выходом 42 мас.% анортита. При обычном процессе расслоения магмы происходит выпадение (в первую очередь) кристаллов анортозитов и их флотация. Таким образом, можно предположить, что выделение анортозита в малом количестве происходит при быстром охлаждении излившейся высокотемпературной габброидной магмы, а на Луне вместе с тем при высоком вакууме при быстрой потере летучих. Присутствие шпинелей и маложелезистого оливина также указывает на кристаллизацию при низком давлении и быстром охлаждении. Обращает внимание значительное различие в температуре плавления и плотностей базальтов и анортозитов, как мы видели выше.

Масштаб образования анортозитовых пород на Луне не очень ясен. Возникает вопрос, полностью ли построены стенки кальдер кольцевых гор из анортозита. Вероятно, возраст анортозитовых пород будет более древний, чем возраст морских базальтов, поскольку базальты лунных морей затопили какие-то древние территории. Все это потребует новых и длительных исследований. Может быть, эти вопросы легче решить на Земле. Я не сомневаюсь, что после нахождения на Луне пород анортозитового типа (главным образом в высокогорных районах) внимание земных петрологов привлечет проблема происхождения анортозитов.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЛУНЫ*

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ

За последние несколько лет, после доставки человеком или с помощью автоматических космических станций образцов поверхностных горных пород Луны, возникла возможность непосредственного изучения вещества Луны. В настоящее время накопилось много новых данных о свойствах и составе пород коры Луны. При большом общем сходстве поверхностных пород Луны с основными горными породами земной коры – толеитовыми базальтами – обнаружились и известные различия в характере лунных и земных пород. Вопросу о характере лунных пород и пород Земли, по существу, и посвящается настоящий доклад. При всестороннем рассмотрении лабораторных материалов, научной литературы по составу пород Луны, гипотез образования вещества Луны и т.п. невольно возникал кардинальный вопрос, имеющий исключительное значение для нашего познания эволюции миров: что представляют собой обнаруженные различия в характере поверхностных пород Луны – результат своеобразия процесса дифференциации вещества Луны на оболочки или результат прошедшей в протопланетном облаке ранней допланетной сепарации вещества Солнца. В наших руках находятся лишь поверхностные породы Луны. Можно ли, исследуя лишь поверхностные породы Луны (как и других планет), составить представление о химическом строении вещества внутри Луны? Это выяснится позже. Во всяком случае сравнительное изучение на физико-химическом основании вещества поверхностных и приповерхностных горных пород Земли, Луны, а также вещества различного типа метеоритов и возможных процессов их образования – основной путь к решению поставленного нами выше вопроса.

Необходимо напомнить некоторые основные физико-химические данные о планетах земной группы. По-видимому, все планеты земной группы и Луна имеют оболочечное строение. Некоторые из них – Земля, Венера, Меркурий – имеют внутренние тяжелые ядра, очень вероятно из сплава Fe и Ni с примесью некоторых других сидерофильных элементов. Это утверждение основано, как мы увидим дальше, на распространенности железа, на характере его поведения при эволюции солнечной плазмы, на данных о металлической фазе разнообразных метеоритов. С другой стороны, попытки заменить эти представления о Fe-Ni ядре планет представлениями о силикатном ядре или каким-либо другими не удались, так как, например, при сжатии силикатов под давлением миллионов атмосфер скачка плотности не происходило. Отношения Fe-Ni металл/силикат (силикат – мантия планеты), как известно, у разных планет земной группы достаточно различны, и, как следствие, различны и их плотности.

Здесь мы впервые встречаемся с резким отличием состава планет от состава Солнца, по крайней мере, по содержанию Fe и сидерофильных элементов. Ниже мы вернемся к этому вопросу при рассмотрении способов образования Fe-Ni ядер планет. Мантия планет представляет собой силикатную фазу вещества планет. Можно допустить, что мантия – либо "полное" солнечное вещество, не подвергшееся сепарации в протопланетном облаке, либо какая-то часть солнечной плазмы. Несом-

*Космохимия Луны и планет: Тр. советско-американской конф. по космохимии Луны и планет, Москва, 4–8 июня 1974 г. М.: Наука, 1975. С. 5–28.

ненно, это ультраосновное вещество, близкое по составу каменным метеоритам. Однако мы непосредственно его не исследовали сколько-нибудь основательным образом, поскольку оно еще малодоступно. Из-под коры Земли, из рифтовых долин срединно-океанических хребтов были получены (из верхней мантии Земли) горные породы, которые имели ультраосновной характер (с высоким содержанием Mg, Fe и малым Al), гарцбургиты и лерцолиты [12]. Возможно, состав мантий планет несколько варьирует, подобно изменениям состава каменных метеоритов – хондритов разного типа, но безусловно близок к составу земных ультраосновных пород.

Вместе с тем и излияние основных пород, подобных земным примитивным толеитовым базальтам, происходит, по-видимому, на всех планетах земного типа. Это непосредственно следует из данных для Земли, Луны. На основе фотографий ландшафта Марса (полярные шапки с CO_2) и особенно Меркурия обнаруживается все тот же характер поверхности планет с их огромными кратерами. Наконец, невозможно представить отсутствие лавовых излияний базальтов на Венере, где в атмосфере вследствие "тепличного эффекта" оказался (по нашим подсчетам) весь вероятный "запас" углерода планеты в виде CO_2, что могло произойти только при вулканизме. Следовательно, на всех планетах имеет место явление магматизма – излияния базальтовой лавы и сопровождающая его дегазация, иными словами, образование базальтовых кор планет. Их мощность и состав только начинают изучаться.

Ландшафт всех планет земной группы удивительно похож. Помимо вулканических кратеров, огромная масса кратеров разных размеров возникла в результате падения – ударов – метеоритов. Впервые люди познакомились с "лунным" ландшафтом на Луне. А затем он был открыт на Марсе, недавно – на Меркурии. На Земле метеоритные кратеры (особенно доатмосферного возраста) были частично эродированы и ныне скрыты под мощными осадками. Некоторые из них сохранились и хорошо известны, как, например, огромные метеоритные кратеры Canyon Diablo в США, Alais на Гавайях и многие другие. Наконец, под влиянием разнообразных факторов на разных планетах, на их поверхности, возник слой мелкозернистого вещества, покрывающего планету: почва на Земле, реголит на Луне мощностью до нескольких метров, образующийся при тепловых взрывах при ударах метеоритов, пыль на Марсе. На Венере, вероятно, огромные мощные осадки покрывают ее поверхность в результате агрессивного действия углекислой атмосферы и "тепличного эффекта" на разрушение магматических пород. Радиолокация Венеры показывает перепад высот не более 1 км. На Венере были обнаружены кратеры 33–160 км в диаметре и глубиной до 400 м [48], тогда как горы на Луне, Марсе, Земле достигают 10 км. На характер ландшафта оказывают влияние многочисленные факторы. Вместе с тем в зависимости от массы планеты, расстояния ее от Солнца, наличия на ней жизни, солнечного, космического и галактического излучений и многих других факторов на планетах возникают различные газовые оболочки или, наконец, планеты теряют их.

Сейсмические наблюдения на станциях "Аполлон-14, -15 и -16" позволили сделать заключение, что по аналогии со строением Земли лунная кора имеет мощность около 25 км. Напомним, что мощность коры Земли равна около 40 км на континенте и 6–8 км на дне под океаном и в общем составляет около 1% от мощности всей силикатной мантии Земли [2]. В связи с этим приобретают известный интерес сейсмические данные, полученные недавно на станции "Аполлон-17", из которых следует, что, например, мощность базальтовых пород в долине Тавр-Литтров больше 1 км, в общем до 1860 м. Проблема мощности коры остается открытой. Были получены отражения сейсмических волн и от более глубоких горизонтов, но их значение недостаточно ясно. Центральная часть Луны, по-видимому, расплавлена и не пропускает поперечных сейсмических волн. Многие склонны считать, что вся область ядра подобна астеносфере Земли с низкой сейсмической проводимостью [104].

Имеются все основания утверждать, что Луна не имеет ядра. Начнем с того, что плотность Луны 3,34 г/см^3 (причем на 10% плотность, вероятно, возросла за счет гравитационного сжатия). Между тем плотность каменных метеоритов – хондритов,

содержащих до 12% металлического сплава, около 3,58–3,6 г/см^3, т.е. выше лунной. Солнечная плазма, обтекая Луну, не испытывает возмущения. Позже мы покажем, что Луна образовалась в облаке с пониженным количеством Fe, Ni, и поэтому Луна не только не имеет Fe-Ni фазы в центре, но и содержит в заметно меньших количествах десятки сидерофильных элементов, обычных спутников металлического железа, чем, например, породы Земли. Луна не имеет глобального магнитного поля.

При этом надо помнить, что для образования железоникелевых ядер планет недостаточно металлического железа, содержащегося только в каменных метеоритах. Нужна солидная добавка фрагментов металлического железа – железных метеоритов.

Луна имеет несимметрическое строение поверхности. Примерно 30% ее видимой части занято так называемыми лунными морями, остальное – высокогорная континентальная часть; на обратной ее стороне лунные "моря" занимают 2,5% поверхности, все остальное – высокогорный рельеф. Гравитационная сила на Луне в 6 раз меньше, чем на Земле, что представляет особый интерес в связи с процессом поднятия к поверхности лунной магмы. Внутренняя температура (в центре) Луны по различным экстраполяциям (например, по электропроводности "сухих" пород Луны), вероятно, в наше время не выше 1500÷1000 °С. Ожидали поток тепла на поверхности Луны, равный около 1/6 среднего теплового потока на Земле. Измерение же дало тепловой поток с поверхности Луны, равный 1/2 от земного [86]. Температурный градиент значительно отличается от земного: Луна – 1–4 °С/м; земная кора – 0,01 °С/м.

На Луне отсутствуют земные факторы выветривания горных пород. Вода мало участвовала в геологических процессах. На Луне действуют и вызывают разрушения горных пород совершенно иные факторы: смена температуры лунных дня и ночи, солнечный ветер, космическое солнечное и галактическое излучения, удары падающих метеоритов и микрометеоритов, налетающих на поверхность Луны с космическими скоростями. Наконец, вызывает изменение поверхности рельефа Луны вулканизм, излияние лавы, которое наиболее интенсивно действовало в течение первых миллиардов лет и до 3,0 млрд лет назад. Некоторые из кольцевых лунных морей – Моря Дождей, Ясности, Влажности, Нектара, Кризисов – имеют положительную аномалию силы тяжести [102]. Предполагают, что в глубине этих морей (~100 км) находятся более плотные породы, так называемые масконы. По предположениям многих ученых, они имеют внелунное происхождение и представляют собой планетезимали, упавшие на Луну в последнюю стадию ее аккреции. Поверхность Луны, особенно ее высокогорная часть, покрыта многочисленными кратерами. На Луне нет линейных гор, горный рельеф создается кольцевыми горами, стенками кратеров высотой больше 10 км.

Происхождение кратеров на Луне – результат действия двух различных процессов. Одни из них возникли в результате древней вулканической деятельности, которая была подтверждена после посещения человеком Луны, при изучении поверхностных горных пород. Последние, как оказалось, имеют магматическое происхождение. Наконец, непосредственные наблюдения застывших потоков лавы на Луне, например в кратере Аристарх и др. Другие кратеры возникли в результате ударов метеоритов или ударов камней при взрывном вулканизме. Ударный характер кратеров был доказан, с одной стороны, нахождением на поверхности Луны раздробленного вещества метеоритов, а с другой – непосредственным наблюдением уже в наше время образования кратера на Луне при падении метеорита два года назад [14].

Однако визуальной общепринятой оценки происхождения кратеров еще нет. Очевидно, что небольшие кратеры правильной круглой формы, нередко окруженные выпавшими фрагментами горных пород, до 1 км в диаметре, ударного происхождения. С другой стороны, ударному механизму приписывают образование и некоторых круглых лунных морей в результате экскавации (при падении планетезималей). Влияние ударов метеоритов на изменения горных пород на поверхности Луны огромно. На поверхности Луны встречаются в большом количестве, особенно в континентальных областях, разрушенные, метаморфизированные при ударном воздействии первич-

ные магматические породы Луны, прежде всего типа базальтов, образующие разнообразные брекчии, шлаки и, наконец, мелкий разнозернистый тонкий порошок – реголит, который покрывает всю поверхность Луны слоем местами до нескольких метров мощности. Зерна пород в реголите оплавлены, остеклованы с поверхности, имеют вид капель. Стекла разнообразны по составу и окраске. Удар метеоритов вызывает тепловой взрыв, который достигает нескольких тысяч градусов. Вещество горных пород Луны приобретает совершенно необычные для пород Земли свойства – огромную плотность, появление нержавеющего железа и т.д. Частицы пород имеют причудливый вид в результате ударов микрометеоритов. Метаморфизм поверхностных пород Луны, возникающий под влиянием ударов метеоритов и микрометеоритов, чрезвычайно усложняет процессы на поверхности, вызывает полное или частичное переплавление первичных магматических пород Луны с последующим образованием брекчий и т.д.

Благодаря интенсивному изучению образцов лунных пород возникла возможность определить своеобразные петрологические провинции на Луне, а с помощью определения абсолютного возраста этих пород из разных областей Луны выявить более древние или более молодые петрографические области Луны. Например, оказалось, что породы провинции Фра Мауро древнее, чем материал из Моря Дождей и т.д.

Чтобы подойти к решению вопроса о том, какой процесс имел преобладающее значение в образовании типов горных пород Луны, их состава: сепарация ли вещества в протопланетном облаке или своеобразие процесса фракционированной дифференциации вещества Луны при образовании ее коры – прежде всего необходимо иметь всесторонние данные о характере наиболее древних неизмененных первичных кристаллических, магматических горных пород Луны. Поэтому дальше наше внимание будет сосредоточено главным образом на рассмотрении состава именно неизмененных или мало измененных магматических поверхностных горных пород Луны по сравнению с толеитовыми базальтами Земли и полевошпатовыми ахондритами. Лунные морские базальты имеют много общих черт с толеитовыми базальтами Земли. Они также изливались непосредственно из нижележащего слоя ультраосновной "метеоритной" породы. Вместе с тем брекчии, реголит и другой кластический материал, конечно, в свете поставленной проблемы, представляют значительный интерес.

СБОР ОБРАЗЦОВ ЛУННЫХ ПОРОД

Кратко напомним о характере поверхностных пород Луны, доставленных "Аполлоном-11, -12, -14–17", "Луной-16 и -20".

Морские образцы. Образцы "Аполлона-11". Море Спокойствия (Mare Tranquillitatis), юго-западная часть, в 10 км от кратера Сабин Д (Sabine D); $0°40'N$ и $23°29'E$.

Магматическая порода – базальт в виде двух разностей: базальт с субофитовой структурой – типа *A* и базальт с гранулярной структурой – типа *B* (микрогаббро). Они несколько различаются по минералогическому и химическому составам (табл. 1). Базальт типа *A* богаче Rb, TR, Ba, Y и другими микропримесями. Вместе с тем эти базальты богаты FeO, TiO_2 (почти 11%) и содержат мало щелочей по сравнению с земными примитивными (толеитовыми) базальтами. В реголите "Аполлона-11" были обнаружены кусочки анортозита. К породам анортозитового ряда мы вернемся несколько позже.

Образцы "Аполлона-12". Океан Бурь (Oceanus Procellarum), в 120 км от кратера Лансберг (Lansberg), около кратера Сервейер; $3,2°S$ и $23,4°W$.

Встречаются базальты тонко- и среднезернистые. Однако эти базальты менее дифференцированны, чем базальты "Аполлона-11", и содержат FeO еще больше, но TiO_2 меньше. Вместе с тем среди зерен реголита обнаруживается пестрый состав неморских базальтов (с повышенным содержанием Al_2O_3 и CaO) и зерна анортозитовых пород.

Таблица 1. Химический состав лунных базальтов (в мас. %)

Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3
"Морские" базальты											
Море Спокойствия											
"Аполлон-11" [150]	40,3	10,8	7,52	18,06	0,2	6,97	11,76	0,40	0,22	–	–
" [150]	42,8	10,5	11,84	17,15	0,2	6,47	7,34	0,48	0,10	–	–
Океан Бурь											
"Аполлон-12" [46]	45,0	2,97	9,76	19,7	0,27	10,9	9,97	0,33	0,05	0,09	0,50
Море Дождей											
"Аполлон-15" [23]	45,0	2,54	8,9	22,21	0,30	9.08	10,27	0,28	0,03	0,06	–
Море Ясности, Тавр-Литтров											
"Аполлон-17" [25]	37,19	13,14	8,7	19,62	0,28	8.52	10,43	0,32	0,04	0,09	0,42
Море Изобилия											
"Луна-16" [10]	42,95	5,5	13,88	20,17	0,21	6,05	10,8	0,23	0,16	0,14	0,24
"Материковые" базальты											
Фра Мауро											
"Аполлон-14" [22]	48	1,5	12,0	16	0,29	8,4	12	0,58	0,14	–	0,44
Кратер Декарт											
"Аполлон-16" [24]	45,40	0,32	28,63	4,25	0,06	4,38	16,39	0,41	0,06	0,07	–
Тавр-Литтров											
"Аполлон-17" [136]	48,5	0,95	17,2	11,4	–	8,94	11,6	0,40	0,25	–	–
Базальты KREEP											
Фра Мауро											
"Аполлон-14" [22]	50	1,3	20	7,7	0,14	8	11	0,63	0,53	–	–
Кратер Декарта											
"Аполлон-16" [77]	47,18	1,04	19,98	7,91	0,12	10,34	12,03	0,44	0,32	0,40	–
Земные базальты											
Океанические толеитовые базальты (276 обр.)	49,15	2,09	15,09	7,58 (Fe_2O_3 3,35)	0,17	7,75	10,61	2,23	0,3	0,23	–
Метеориты											
Базальтовые ахондриты (12 обр.) *	49,0	0,61	11,95	18,05	0,52	9,73	9,03	0,40	0,05	0,11	0,48
Хондриты (94 обр.)	38,04	0,11	2,50	12,45	0,25	22,84	1,95	0,98	0,17	0,21	0,36

*Подсчеты выполнены Г.П. Вдовыкиным.

Образцы "Аполлона-15". Побережье Моря Дождей (Mare Imbrium), Болото Гниения (Palus Putredinis); между уступом Апеннин (Apennine Front) и Бороздой Хэдли (Hadley Rille); $26°26'N$ и $3°39'E$.

Также представлены морские базальты. Различаются базальты, богатые темноокрашенными пироксенами, и другие – с оливином. На этой станции в борту Борозды Эд был обнаружен поток лавы морских базальтов мощностью 30 футов (см. табл. 1). Здесь же некоторые фрагменты базальтов содержали большие количества Al_2O_3 и CaO и меньшие – FeO и MgO по сравнению с типичными морскими базальтами "Аполлона-11, -12 и-15", так называемые неморские базальты (см. табл. 1), а также фрагменты анортозитовых пород.

Образцы "Аполлона-17". Побережье Моря Ясности (Mare Serenitatis) южнее Кратера Литтров (Littrow) и Гор Тавр (Taurus); $20°10'N$ и $30°45'E$.

Долина представлена сложным составом пород измельченного и кластического характера. Кристаллические базальты представлены структурами, похожими на базальты "Аполлона-11" тип В (см. табл. 1), т.е. по составу повторяющие состав морских базальтов из других морских территорий.

Образцы "Луны-16". Море Изобилия (Mare Fecunditatis), северо-восточная часть, 100 км к западу от Кратера Уэбб; $0°41'S$ и $56°18'E$.

Разнозернистый реголит. Среди оплавленных зерен реголита встречаются угловатые фрагменты пород свежего облика, без оплавления, базальтового типа. По составу они также относятся к типичным морским базальтам. Редкие зерна анортозитовых пород.

Континентальные образцы. Образцы "Аполлона-14". Район Фра Мауро (Fra Mauro); $3°40'S$ и $17°27'W$.

Породы из континентальной области Луны. Это глубоко переработанные, кластированные породы. Их состав и история исключительно сложны. Только около 50 г породы оказалось фрагментом со структурой первичного базальта. Базальты отличаются высоким содержанием Al_2O_3 и CaO и малым содержанием FeO и TiO_2. Некоторые из них содержат значительное количество P, K и TR; они известны под названием KREEP-базальты (или нориты). Материалы преимущественно содержат светлые породы анортозитового ряда.

Образцы "Аполлона-16". Высокогорная область, район старого Кратера Декарт (Descartes); $9{,}0°S$ и $15{,}5°E$.

Породы очень разнообразного и сложного состава, имеют кластический характер. Брекчии оплавлены, перекристаллизованы. Все породы разделены на 4 типа: 1) катакластический анортозит, 2) частично оплавленные брекчии, 3) полимиктовые брекчии, 4) изверженные породы, интенсивно метаморфизированные. Сейчас наше внимание привлекает последний тип пород. Это разной степени гомогенности кристаллические породы. Состав их варьирует. В них превалирует плагиоклаз. Кроме того, станция принесла породы типа KREEP-базальтов (см. табл. 1).

Образцы "Луны-20". Высокогорная область между Морем Изобилия (Mare Fecunditatis) и Морем Кризисов (Mare Crisium); $3°32'N$ и $56°33'E$.

"Луна-20" доставила реголит с континента, в котором преобладали частицы пород светлого анортозитового типа. Удалось выбрать и частицы с хорошей структурой базальтов. Петрологическая классификация лунных габбро-базальтов еще не установилась, и продолжают называть одни и те же типы базальтов по-разному, например, неморские базальты, или нориты и т.д. По-видимому, можно лунные габбро-базальты разместить в 8–10 группах. Но этого пока не сделано, и поэтому мы пользуемся для сопоставления главным образом минералогическим и химическим составом, сравнивая их, с одной стороны, с богатыми Ca и полевым шпатом ахондритами и, с другой – с земными примитивными толеитовыми базальтами океанической оливин-базальтовой формации. Появилась тенденция классифицировать базальты, точнее, разделять их на группы или типы по содержанию FeO, TiO_2 или Al_2O_3 и т.п.

Структура базальтов зависит от условий кристаллизации, главным образом темпе-

ратуры, времени; она изменяется от величины давления, содержания летучих в магме и т.д. Химический состав приведен в табл. 1. Здесь собраны неусредненные отдельные характерные данные для разного типа базальтов различных авторов. Вначале особое внимание исследователей привлекал материал из лунных морей. Было обращено внимание на высокое содержание в морских базальтах разного типа FeO и TiO_2, а также очень малое содержание щелочей. Содержание FeO выше 25%, примерно в 2 раза выше среднего содержания FeO в толеитовых земных базальтах. Можно считать, что содержание FeO во всех морских лунных базальтах заметно выше, чем в земных толеитовых базальтах, а также в богатых Ca полевошпатовых ахондритах. Поэтому отношение 100 Mg/(Mg + Fe) выше на Земле. Нахождение Fe_2O_3 в лунных базальтах сомнительно. Фугитивность O_2 для пород Луны 10^{-13}, для земных базальтов – 10^{-11}, богатые Ca полевошпатовые ахондриты занимают среднюю позицию.

Для образования в протопланетном облаке Fe_2O_3 или Fe_3O_4 нужно было бы изменить парциальное давление O_2 на несколько порядков по сравнению с P_{O_2} (парциальное давление O_2) при образовании FeO, что не безразлично было бы для валентных состояний многих других металлов. Больше того, в породах Луны, в ее минералах встречается металлическое Fe, Ti и Cr в трехвалентной форме, что указывает на глубокий восстановительный характер при аккреции вещества Луны.

Нахождение больших количеств FeO в морских базальтах оказывает большое влияние на физические свойства магмы. Во-первых, Fe^{2+} заметно понижает температуру плавления минералов и, следовательно, базальта благодаря исключительной легкости, с какой Fe^{2+} гетероизоморфно замещает многие двухвалентные и другие ионы. Во-вторых, благодаря присутствию больших количеств FeO образуется серия железных минералов. Далее еще более интересный эффект в базальтах Луны под влиянием больших количеств TiO_2, который также образует целый ряд собственных минералов, необычных для земных базальтов: орто- и параармолколит, транквиллитит, циркелит, псевдобрукит и др., образует соединение с Cr-шпинелью, ZrO_2 и другими своими аналогами. Главным минералом Ti в лунных базальтах является ильменит. Содержание TiO_2 в морских базальтах достигает 13%, т.е. в 100 раз выше его содержания в хондритах. Благодаря тому что ильменит также легко входит в обмен, обнаруживаются и многие другие минералы, содержащие Ti, и происходят интересные процессы. Так, например, было экспериментально показано, что плагиоклаз и оливин не образуют жидкости, но при высоком содержании TiO_2 и клинопироксена образуется силикатная жидкость. Все это вместе создает в лунных базальтах необычный для земных аналогов ансамбль минералов. Если в толеитовых базальтах в среднем около 2% TiO_2, то в Ca-полевошпатовых ахондритах его очень мало, около 0,5%. Это, в свою очередь, указывает на особенности образования этих ахондритов.

В лунных базальтах по крайней мере на порядок ниже содержание щелочей, особенно K, по сравнению с толеитами. Ca-полевошпатовые ахондриты содержат еще меньше K, чем лунные базальты. Этот недостаток K, а как мы увидим ниже, и других щелочей объясняется потерей их либо в процессе аккреции, либо в процессе дифференциации вещества Луны. Поскольку аналогичная потеря отмечается для многих легко испаряющихся химических соединений и элементов, мы к этому вопросу вернемся особо несколько позже. Необходимо напомнить, что отсутствуют гидратные минералы. Ряд особенностей процессов образования лунных базальтов указывает на малое участие в них воды или вовсе отсутствие ее, что также отличает магматические процессы на Луне от земного магматизма.

Содержание других главных окислов в составе морских базальтов в известной мере имеет монотонный характер. Я имею в виду SiO_2, MgO, CaO и отчасти Al_2O_3. Это относится также и к неморским базальтам высокогорных областей Луны (норитам). Высокогорные, неморские базальты (нориты) значительно менее изучены; между тем именно они создают основной фон состава поверхности пород Луны, поскольку высокогорные области на Луне занимают всю обратную ее сторону и в общем больше 70% всей поверхности Луны.

Неморские базальты (нориты) характеризуются значительно более высоким содержанием полевошпатовой молекулы. Поэтому они имеют более высокое содержание Al_2O_3 и особенно CaO по сравнению с морскими лунными базальтами и одновременно наиболее низкое содержание FeO и TiO_2. Остальные главные элементы – SiO_2, MgO, Cr, Na, K и Mn – входят в состав неморских базальтов в количествах, сравнимых с содержанием их в морских базальтах, с известными вариациями и тенденциями. Среди пород, полученных из провинции Фра Мауро, а затем в образцах пород из других территорий был описан (особенно в образцах пород Океана Бурь) так называемый KREEP-базальт, отличающийся как по составу, так и по структуре и текстуре от других базальтов. Состава и способа его образования мы коснемся при рассмотрении поведения примесных элементов (микроэлементов) в породах Луны.

Неморские базальты (нориты), как мы увидим, имеют тенденцию к обогащению их полевошпатовой молекулой и, следовательно, более высоким содержанием Al_2O_3 и CaO, что еще с большей полнотой реализуется путем образования в высокогорных областях Луны мономинеральной породы анортозитов. Процесс выплавления, подъем базальтовой магмы на поверхность Луны и образование базальтовой коры в основном имеют тот же характер, что и на Земле. Однако некоторые условия образования и подъема магмы и кристаллизации на Луне имеют заметные отличия. На основании изучения кристаллизации магмы можно сказать, что выпадения различных минералов происходят главным образом в диапазоне 1025–1310 °C. По прямым определениям, лава затвердевает обычно при температуре около 1200 ± 50 °C. Благодаря малой гравитационной силе и низкой вязкости подъем магмы происходил быстро. Почти отсутствуют ксенолиты. Давление, при котором шла кристаллизация магмы на Луне, находилось в пределах лишь нескольких килобар (3–10 кбар), H_2O и летучих, обычных при магматическом процессе на Земле, было заметно меньше, т.е. происходил более "сухой" процесс. Мало пузырьков в породах Луны при огромном вакууме на поверхности Луны. Однако исключить участия следов H_2O в процессах дифференциации вещества Луны невозможно.

Характер базальтов (содержание Ti, Al_2O_3 и т.д., оливина и т.п.) определяется глубиной, с которой поднимается магма, порядка нескольких сот километров. Допускается, что при большом содержании Al_2O_3 базальты должны были подниматься с глубины более 400 км, чтобы извлечь Al_2O_3 из недр в больших количествах. С другой стороны, нахождение в базальтах больших количеств оливина указывает на небольшую глубину их происхождения, так как при давлении, равном 3 кбар, оливин распадается. Нахождение в образцах лунных пород тридимита и кристобалита указывает на высокую температуру и небольшие давления и, следовательно, глубину источников магмы. Охлаждение должно было происходить очень быстро, на что указывает и текстура сложных базальтов, неупорядоченный характер плагиоклаза и др. В приповерхностных условиях глубина кристаллизационной дифференциации не могла быть значительной. Вероятно, разнообразие типов базальтов прежде всего связано с глубиной и температурой плавления. Известное разнообразие в состав базальтовых пород внесли удары метеоритов, которые вызывали переплавление или частичное плавление вещества Луны, образование разнообразных брекчий. С этой стороны невольно обращает внимание необычно высокое содержание для некоторых кристаллических магматических пород Ni, например в базальтах и др.

Нужно еще заметить, что максимум магматического процесса имел место в промежуток времени от $4{,}5 \cdot 10^9$ до $3 \cdot 10^9$ лет, когда молодая Луна продуцировала тепло в результате распада ^{40}K, главным образом ^{235}U, а также ^{238}U и ^{232}Th примерно на 1/2 порядка выше того, что характерно сегодня для Луны. По данным абсолютного возраста горных пород Луны, к $(3–3{,}5) \cdot 10^9$ годам магматическая деятельность, вулканизм практически на Луне прекратился.

Мы еще вернемся к причине резкого сокращения магматизма и мощности базальтовой коры Луны, когда будем рассматривать поведение радиоактивных элементов в породах Луны.

Таблица 2. Химический состав анортозитовых пород из разных областей Луны (в мас. %)

Источник образцов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO
"Аполлон-11" [156]	46,0	0,3	27,3	6,2	0,1
"Аполлон-14"* [37]	43,50	0,19	23,29	4,56	0,06
"Аполлон-15" [23]	44,08	0,02	36,49	0,29	0,60
"Аполлон-16" [81]	43,97	0,02	35,83	0,36	0,00
"Аполлон-17" [129]	42,7	0,0	34,9	0,2	–
"Луна-16" [82]	42,9	0,02	36,0	1,99	0,01
"Луна-20"* [6]	44,2	0,32	19,1	6,91	0,12
Земные анортозиты	54,54	0,52	25,72	1,72	0,02

Источник образцов	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3
"Аполлон-11" [156]	7,9	14,1	0,3	–	–	0,2
"Аполлон-14"* [37]	15,82	12,27	0,28	0,06	0,03	–
"Аполлон-15" [23]	0,09	19,68	0,34	<0,01	0,01	–
"Аполлон-16" [81]	0,25	18,95	0,34	0,01	–	–
"Аполлон-17" [129]	0,1	19,1	<0,01	0,1	0,2	–
"Луна-16" [82]	2,52	18,1	0,36	0,02	0,03	0,01
"Луна-20"* [6]	13,37	13,3	0,48	0,47	0,17	0,18
Земные анортозиты	0,85	9,62	4,66	1,06	0,11	–

*Троктолит.

Анортозиты. Анортозиты на Луне были обнаружены главным образом в образцах пород из высокогорных областей, на лунных возвышенностях, и старые представления о существовании первичной коры Земли из анортозитов были перенесены на Луну [156]. Анортозиты Луны были найдены рядом станций (табл. 2). В веществе метеоритов анортозиты не встречены. Это обычно светлые породы практически мономинерального состава. Лунные анортозиты содержат богатый Ca анортит № 96–98. Они содержат много Al_2O_3, до 35%, и CaO до 20%. Содержание FeO по сравнению с базальтами значительно понижено. Щелочей в общем мало и меньше, чем в земных анортозитах, особенно K_2O и Na_2O. В них ниже содержание и всех микроэлементов. Однако известны исключения (например, породы сбора "Аполлона-16").

Для анортозитов Луны характерно аномально высокое содержание Eu. Содержание всех других редкоземельных элементов приведено в табл. 7. Текстура лунных анортозитов напоминает текстуру массивных стратиформных анортозитов Земли, структура кумулятивная, ориентация кристаллов отсутствует. Нориты и анортозиты приурочены к совместной ассоциации. Хотя нужно сказать, что характер контактов анортозита с другими породами на Луне надлежащим образом не был описан. Таким образом, на Луне, и, вероятно, особенно на ее обратной стороне, отмечается своеобразный профиль пород: габбро-базальты–нориты–анортозиты. Возраст анортозитов древний, $(3{,}5–4{,}2)\cdot10^9$ лет [132–134]. Возникают анортозиты на базе огромных масс габбро-базальтов, из которых при высоком тепловом потоке всплывают из жидкого расплава магмы кристаллы анортита. Х. Йодер изучал диаграмму состояния диопсид–анортит–вода и показал возможность кумуляции всплывающего анортита, образование анортозитовой породы.

Анортозитовые породы несколько варьируют по составу и разделяются на анортозиты, габбро-анортозиты, анортозитовое габбро, троктолит. На магматическое про-

Таблица 3. Парциальное давление кислорода (P_{O_2}) в обратимом равновесии металлов с их окисью (при T плавления Fe 1803 K)

Компоненты	P_{O_2}, атм	Компоненты	P_{O_2}, атм	Компоненты	P_{O_2}, атм
$La-La_2O_3$	$3{,}2 \cdot 10^{-60}$	$Ti-TiO_2$	$7{,}9 \cdot 10^{-19}$	$As-As_2O_3$	$3{,}2 \cdot 10^{-8}$ (542 K)
$Ta-Ta_2O_5$	$2 \cdot 10^{-41}$	$Si-SiO_2$	$6{,}3 \cdot 10^{-17}$	$In-In_2O_3$	$3{,}2 \cdot 10^{-8}$
$Nb-NbO_2$	$6{,}3 \cdot 10^{-34}$	Mn–MnO	$4 \cdot 10^{-15}$	$Sn-SnO_2$	$7 \cdot 10^{-7}$
$Th-ThO_2$	$2 \cdot 10^{-26}$	$Y-Y_2O_3$	$4 \cdot 10^{-14}$	$Ge-GeO_2$	$2 \cdot 10^{-7}$
Be–BeO	$1 \cdot 10^{-25}$	$Cr-Cr_2O_3$	$1 \cdot 10^{-13}$	Ni–NiO	$2 \cdot 10^{-5}$
$U-UO_2$	$1{,}2 \cdot 10^{-24}$	Zn–ZnO	$3{,}2 \cdot 10^{-12}$	$Sb-Sb_2O_3$	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$
Ba–BaO	$2 \cdot 10^{-23}$	$W-WO_2$	$1 \cdot 10^{-11}$	Co–CoO	$6{,}3 \cdot 10^{-4}$
$Sc-Sc_2O_3$	$5 \cdot 10^{-23}$	$Ga-Ga_2O_3$	$1 \cdot 10^{-10}$	$Cu-Cu_2O$	$2 \cdot 10^{-4}$
$Al-Al_2O_3$	$5 \cdot 10^{-22}$	$Mo-MoO_2$	$7{,}4 \cdot 10^{-9}$	(Pt, Pd, Ir, Os,	
$Zr-ZrO_2$	$1 \cdot 10^{-22}$	Fe–FeO	$4 \cdot 10^{-9}$	Ru, Rh, Au)	

исхождение этих пород указывают высокие температуры образования в них пироксена и пижонита. Это также подтверждается их ассоциацией с породами с более низкими температурами плавления и малым обогащением ^{18}O, $\delta^{18}O$, $\sim 6\%$.

На Земле анортозиты встречаются на древних щитах – обрамлении платформ – и в цоколе древних платформ докембрийского возраста, например на Украине, в Канаде и т.д. Приурочены они также к габбро, нередко наблюдается переслаивание их с габбро, и нередко светлая часть его по составу отвечает анортозиту. Мощность на Земле ассоциирующих с анортозитом пород несколько километров, и лишь около 10% в них составляют собственно анортозиты. Все заставляет меня думать, что мощность анортозитовых слоев незначительна.

Микроэлементы. Значительную информацию об условиях образования лунного вещества дает характер содержания так называемых микроэлементов в лунных породах по сравнению с содержанием их в метеоритах и толеитовых базальтах Земли. В процессе конденсации и агломерации вещества протопланетного облака возникают определенные фазы, с которыми мы встречаемся, например, в метеоритном веществе, а именно металлическая Fe-Ni фаза, содержащая, в свою очередь, характерный набор сидерофильных микроэлементов: Ga, Ge, As, Sb, Sn, Co, Ni, Au, платиноиды, P, затем силикатная фаза, сульфидная, а также газы и легколетучие вещества с большой упругостью пара – In, Tl, Hg, Pb, Bi и др. В свою очередь, при процессе дифференциации силикатного вещества планет (мантий) возникает деление на газовую фазу, фазу тугоплавких веществ, подобно Ba, Zr, Nb, Hf, Y, TR, Sc, Ta, Ti, Be и др., и на легкоплавкую фазу. Очевидно, нужно рассмотреть поведение и этих групп химических элементов в процессах образования космического тела, т.е. в процессе аккреции вещества, а затем и при кристаллизационной дифференциации вещества планет и Луны на оболочки.

Сидерофильные элементы. Железо находится в породах Луны, хондритах и других метеоритах в форме металлического Fe (главным образом в метеоритах) и в форме FeO. В породах Луны и метеоритах (хондритах) не встречается Fe в более высокой степени окисления, например Fe_3O_4, Fe_2O_3, так как для окисления Fe до этой валентности требуется парциальное давление O_2 на порядки выше, чем для получения FeO. Это характеризует протопланетное облако. Металлическое железо образует почти с 70 химическими элементами непрерывные твердые растворы. Между тем металлическое Fe в метеоритах всегда сопровождается более ограниченным составом этих сидерофильных элементов [5].

Из табл. 3 видно, что многие сидерофильные элементы при очень ничтожном сдвиге равновесия H_2O/H_2, равном 1, в протопланетном облаке влево переходят в окись.

Таблица 4. Среднее содержание сидерофильных элементов-примесей в лунных базальтах (в ч.н млн)

Источник образцов	Ga	Ge	As	Sn	Sb	Cu	Co	Ni
				Морские базальты				
"Аполлон-11", тип *A*	3,92	0,73	0,046	0,5	0,0056	10	45,3	11,46
	(22) *	(8)	(5)	(2)	(1)	(20)	(24)	(7)
"Аполлон-11", тип *B*	4,12	0,63	0,036	1,2	0,0072	–	13,25	11,5
	(15)	(2)	(2)	(1)	(1)	–	(22)	(9)
"Аполлон-12"	4,2	0,90	0,013	0,2	0,08	9,6	47,2	46
	(37)	(14)	(12)	(5)	(8)	(37)	(63)	(31)
"Аполлон-15"	3,86	0,012	–	0,19	0,00032	11	55	65
	(29)	(11)	–	(1)	(7)	(16)	(33)	(25)
"Аполлон-17"	–	0,00147	–	–	0,00011	3	25	1
	–	(2)	–	–	(2)	(3)	(5)	(2)
"Луна-16"	4,4	1,8	1,6	2,3	0,35	19	19,5	113
	(6)	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(4)	(2)
				Материковые базальты				
"Аполлон-14"	3,8	0,47	0,86	–	1,7	17,3	30,5	161
	(8)	(1)	(3)	–	(3)	(16)	(25)	(22)
"Аполлон-16"	3,0	0,022	–	–	0,00021	6,7	29,6	343,4
	(11)	(1)	–	–	(1)	(10)	(15)	(24)
				Базальты KREEP				
"Аполлон-14"	4,25	0,086	–	–	–	11	23,5	175
	(2)	(1)	–	–	–	(1)	(2)	(3)
"Аполлон-16"	4,17	–	–	–	–	10,8	48	890
	(2)					(1)	(2)	(2)
				Земные базальты				
Толеитовые	18,5	1,46	–	1	–	97	42	114
	(50)	(13)		(10)		(94)	(87)	(116)
				Метеориты				
Са-ахондриты	1,85	0,25	0,05	–	0,01	8,0	12,36	13
	(21)	(5)	(1)		(1)	(16)	(39)	(1)
Хондриты	5,0	10	2	5	0,1	120	700	14500

*В скобках – число определений.

Примечание. Использованы данные: "Аполлон-11" [19, 20, 56, 61, 66, 83, 99, 125, 128, 141, 147, 150, 152]; "Аполлон-12" [19, 30, 31, 35, 46, 50, 60, 98, 100, 139, 146, 151, 153]; "Аполлон-14" [27, 29, 33, 72, 75, 76, 78, 90, 98, 122, 125, 130, 148]; "Аполлон-15" [28, 38, 47, 55, 58, 96, 97, 120, 125, 135]; "Аполлон-16" [34, 49, 67, 85, 88, 101, 123]; "Аполлон-17" [32, 52, 95, 136]; "Луна-16" [10, 63].

Это все элементы, которые расположены в табл. 3 выше системы Fe–FeO. Вследствие этого указанные окиси не растворяются в парах, жидкости, железе металлическом и не встречаются в нем. В Fe растворяются те химические элементы, которые в таблице находятся ниже системы Fe–FeO, т.е. Ga, Ge, As, Sn, Sb, Co, Ni платиноиды, Au и некоторые другие, которые действительно концентрируются сильно и систематически во всех металлических фазах метеоритов и, очевидно, в Fe-Ni ядрах планет. Вот почему, в свою очередь, такие распространенные сидерофильные элементы, как Ti, Mn, Cr, V и многие другие, не концентрируются в металлическом железе метеоритов. Поэтому, например, невозможно представить первоначальное содержание железа в космических телах в виде FeO и последующее его восстановление CO или чем-либо другим внутри планет до Fe, так как FeO не концентрирует приведенные выше многочисленные сидерофильные элементы, в том числе и Ni особенно, и поэтому

Таблица 5. Среднее содержание платиноидов и золота в базальтах Луны (в ч.н. млрд)

Источник образцов	Ir	Pd	Os	Rh	Ru	Pt	Au
			Морские базальты				
"Аполлон-11", тип *A*	0,68 (13) *	5,6 (5)	0,42 (4)	–	–	–	0,72 (18)
"Аполлон-11", тип *B*	0,11 (5)	2,2 (5)	0,26 (2)	–	–	–	0,25 (18)
"Аполлон-12"	0,44 (20)	<1 (5)	0,65 (19)	0,21 (4)	70 (10)	–	0,598 (20)
"Аполлон-15"	0,04 (9)	–	–	–	–	–	0,094 (9)
"Луна-16"	–	27 (1)	–	–	–	–	–
"Аполлон-17"	0,002 (2)	–	–	–	–	–	0,017 (2)
			Материковые базальты				
"Аполлон-14"	1,19 (4)	0,1 (1)	–	–	–	–	1,48 (3)
"Аполлон-16"	0,081 (4)	–	–	–	–	–	9,127
			Земные базальты				
Толеитовые базальты	0,4 (13)	–	–	–	–	–	7,7 (16)
			Метеориты				
Са-ахондриты	1,2 (21)	1,0	0,5	0,2	1,0	2,0	10,0 (21)
Хондриты	630 (25)	950 (19)	700 (21)	200	880 (17)	1350 (18)	180 (24)
Троилит	1320 (15)	3190 (15)	1540 (15)	–	3410 (15)	3740 (18)	1196 (16)
Металлическая фаза хондритов	3660 (17)	4610 (17)	3300 (16)	–	4675 (16)	8770 (17)	1120 (16)

*В скобках – число определений.

Примечание. Использованы данные: "Аполлон-11" [19, 30, 56, 66, 91, 92, 125, 128, 141, 150, 152]; "Аполлон-12" [19, 30, 31, 35, 83, 92, 95, 117, 125, 151]; "Аполлон-14" [29, 98, 125, 148]; Аполлон-15" [28, 58, 125]; "Аполлон-16" [85, 88]; "Аполлон-17" [32, 52, 95, 136]; "Луна-16" [10].

при восстановлении FeO получилось бы только чистое без сидерофильных элементов-примесей металлическое Fe. Но подобное чистое металлическое Fe совершенно неизвестно в метеоритах. Естественно, металлический сплав Fe-Ni в космических телах в результате разнообразных процессов в какой-то степени может подвергнуться окислению, и вследствие этого сидерофильные примеси, сконцентрированные в металлическом Fe, в свою очередь, обогащают другие фазы космического вещества. Силикатная фаза метеоритов во много раз беднее по содержанию этих сидерофильных элементов, чем фаза металлического сплава Fe-Ni.

В табл. 4 приведено содержание этих сидерофильных элементов в базальтовых породах Луны, Земли, различных метеоритах. Не вызывает сомнения факт более низкого содержания в кристаллических базальтах Луны по сравнению с толеитовыми базальтами Земли и, конечно, хондритами всех этих элементов. Например, известно более высокое содержание Ni именно в земных оливинах и т.п. Удивительна стабильность содержания MnO параллельно содержанию FeO. Что касается высокогорных

Таблица 6. Среднее содержание тугоплавких элементов-примесей в лунных породах (в ч. н. млн)

Источник образцов	Ba	Zr	Nb	Y	Sc	Ta	Hf	Ti, %	Be
				Морские базальты					
"Аполлон-11", тип *A*	285,5 (37) *	617,8 (18)	29,9 (9)	155,8 (13)	74,83 (24)	2,0 (17)	17,4 (20)	6,0 (13)	2,7 (8)
"Аполлон-11", тип *B*	158,8 (34)	412,4 (20)	26,86 (7)	135,4 (14)	103,6 (26)	2,0 (18)	16,6 (23)	5,6 (12)	4,1 (4)
"Аполлон-12"	102,7 (59)	146,5 (34)	9,7 (29)	53,0 (25)	51 (60)	0,42 (26)	3,62 (43)	2,0 (32)	1,32 (16)
"Аполлон-15"	65,59 (32)	91,3 (34)	8,6 (29)	27,0 (27)	40,4 (28)	0,45 (14)	2,50 (20)	1,4 (14)	1,0 (9)
"Аполлон-17"	57 (1)	–	–	–	–	–	– (1)	7,8 (1)	–
"Луна-16"	220 (11)	300 (3)	15 (1)	89,0 (2)	39 (7)	– –	3,0 (5)	3,0 (3)	1,2 (1)
				Материковые базальты					
"Аполлон-14"	534 (11)	807,8 (17)	43,6 (16)	182,3 (16)	34 (21)	3,1 (3)	16,7 (6)	1,2 (4)	3,3 (6)
"Аполлон-16"	223 (17)	500,5 (19)	27,4 (14)	76,4 (15)	9,8 (14)	1,3 (5)	29,4 (14)	0,51 (1)	3,7 (3)
"Аполлон-17"	150,0 (1)	250 (1)	11 (1)	31 (1)	11 (1)	– –	3 (1)	0,3 (1)	–
				Базальты KREEP					
"Аполлон-14"	808 (3)	911,5 (2)	43 (1)	170 (2)	–	–	21 (1)	–	–
"Аполлон-15"	686 (1)	–	–	–	–	–	–	–	–
"Аполлон-16"	466 (1)	840 (1)	33 (1)	120 (1)	14,2 (2)	– –	16,2 (2)	0,7 (1)	5,2 (1)
				Земные базальты					
Толеитовые базальты	23,3 (88)	105 (51)	<30 (10)	31,7 (64)	43 (23)	–	20	1,25 (276)	–
				Метеориты					
Са-ахондриты	35	46	–	22 (4)	26 (40)	0,1	0,8	0,46	0,1
Хондриты	6	7	0,3	2	8	0,02	0,2	0,065	0,04

*В скобках – число определений.

Примечание. Использованы данные: "Аполлон-11" [20, 45, 59, 61, 66, 83, 94, 99, 103, 109, 125, 126, 128, 137, 140, 141, 147, 150]; "Аполлон-12" [31, 35, 46, 50, 60, 76, 83, 100, 125, 126, 136, 146, 151, 153]; "Аполлон-14" [33, 51, 72, 77, 78, 90, 111, 122, 125, 130, 138, 148]; "Аполлон-15" [38, 42, 47, 55, 77, 88, 120, 125, 136]; "Аполлон-16" [34, 49, 67, 88, 101, 105, 113, 123]; "Аполлон-17" [32, 95, 136]; "Луна-16" [10, 15, 16, 17, 63, 71].

базальтов и KREEP-базальтов, то, как мы упоминали выше, присутствие в них больших количеств Ni и других сидерофильных элементов, очевидно, является результатом контаминации внелунным метеоритным веществом. Еще ниже содержание сидерофильных примесей в богатых Ca полевошпатовых ахондритах. Они ближе в этом отношении к лунным базальтовым породам.

Низкое содержание сидерофильных элементов, сопровождающих металлическое железо, по сравнению с их содержанием в аналогичных породах Земли вместе с тем указы-

Таблица 7. Среднее содержание элементов редких земель в лунных породах (в ч. н. млн)

Источник образцов	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd
			Морские базальты			
"Аполлон-11", тип *A*	22,7 (31) *	70,64 (29)	62,68 (16)	21,4 (27)	2,48 (28)	26,9 (14)
"Аполлон-11", тип *B*	12,4 (22)	43,4 (21)	47,2 (16)	16,2 (21)	2,3 (21)	21,8 (14)
"Аполлон-12"	7,7 (48)	22,4 (48)	15,6 (34)	4,8 (54)	1,2 (54)	7,1 (27)
"Аполлон-15"	5,54 (28)	16,9 (14)	11,65 (13)	3,78 (29)	0,96 (29)	5,24 (10)
"Аполлон-17"	5,1 (1)	–	–	8,7 (1)	1,6 (1)	–
"Луна-16"	15,6 (5)	43,4 (10)	32,6 (5)	9,18 (10)	2,8 (10)	12,3 (7)
			Материковые базальты			
"Аполлон-14"	46,6 (19)	51,5 (7)	36 (4)	8,9 (7)	1,3 (5)	12,7 (5)
"Аполлон-16"	52,6 (9)	67,4 (11)	36,9 (10)	11,14 (11)	1,6 (11)	4,43 (7)
"Аполлон-17"	11,0 (1)	31 (1)	15 (1)	4,5 (1)	1,5 (1)	5,4 (1)
			Базальты KREEP			
"Аполлон-14"	60,8 (9)	173,6 (6)	90 (4)	26,7 (5)	2,2 (6)	34,5 (2)
"Аполлон-15"	75,2 (4)	191,2 (6)	116 (6)	32,4 (6)	2,65 (6)	39,2 (4)
"Аполлон-16"	48,0 (6)	139,2 (6)	74,7 (6)	23,0 (6)	1,87 (6)	25,6 (6)
			Земные базальты			
Толеитовые базальты (64)	3,36	10,3	9,87	3,49	1,26	5,05
			Метеориты			
Са-ахондриты (4)	3,7	9,7	7,0	2,3	0,72	3,1
Хондриты (20)	0,3	0,84	0,58	0,21	0,074	0,32

*В скобках – число анализов.

Примечание. Использованы данные: "Аполлон-11" [59, 61, 66, 83, 99, 109, 128, 147, 150]; "Аполлон-12" [31, 35, 60, 75, 83, 100, 136, 145, 151]; "Аполлон-14" [72, 76, 90, 101, 148]; "Аполлон-15" [55, 76, 88, 120, 136]; "Аполлон-16" [67, 76, 88, 101, 113]; "Аполлон-17" [32, 67, 95, 136]; "Луна-16" [10, 17, 71, 110].

вает на дефицит металлического железа в веществе Луны. С другой стороны, в лунных породах, как мы видели, содержание FeO примерно в 1,5–2 раза выше, чем в земных толеитовых базальтах. Это тоже, в свою очередь, характеризует эволюцию условий в протопланетном облаке, в котором возник центр аккреции вещества Луны. К этому вопросу мы еще вернемся ниже.

Платиноиды и золото. Платиноиды и золото также являются типичными сидерофильными элементами, растворяющимися в Fe и концентрирующимися в нем. Достаточно посмотреть на табл. 5, чтобы убедиться в том, что содержание их в кристалли-

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pr
			Морские базальты				
4,9	37,5	5,9	20,9	2,3	18,0	2,8	14,52
(19)	(17)	(16)	(14)	(4)	(28)	(26)	(5)
3,2	30,2	6,0	13,8	1,8	15,3	2,2	11,63
(14)	(15)	(10)	(14)	(2)	(20)	(18)	(4)
1,55	9,0	1,75	5,9	0,93	5,2	0,77	3,46
(38)	(42)	(29)	(30)	(12)	(54)	(43)	(20)
0,74	5,48	3,45	3,2	0,4	2,4	0,36	2,0
(15)	(13)	(2)	(13)	(1)	(29)	(24)	(1)
2,2	13	–	–	–	–	–	–
(1)	(1)						
2,0	12,78	3,0	3,9	0,9	6,43	1,04	16,00
(4)	(10)	(6)	(7)	(1)	(10)	(9)	(1)
			Морские базальты				
1,7	14,7	1,9	4,7	–	12,2	0,81	4,3
(3)	(5)	(3)	(4)		(7)	(3)	(3)
2,54	26,7	3,28	6,84	–	7,2	1,2	–
(4)	(11)	(4)	(6)	–	(11)	(10)	–
0,85	5,4	1,3	3,6	0,5	3,4	0,4	4,0
(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)
			Базальты KREEP				
5,5	32,2	7,6	22,4	3,0	20,0	2,9	23
(3)	(5)	(3)	(4)	(1)	(6)	(5)	(1)
–	42,3	–	25,3	–	22,2	3,4	–
	(5)		(6)		(6)	(3)	
4,40	29,65	5,2	17,84	1,4	15,82	2,31	–
(2)	(6)	(2)	(5)	(1)	(5)	(3)	
			Земные базальты				
0,86	5,22	1,24	3,48	0,53	3,20	0,49	1,87
			Метеориты				
0,57	3,8	0,80	2,3	0,38	2,0	0,35	1,4
0,05	0,31	0,073	0,21	0,053	0,17	0,031	0,12

ческих лунных породах чрезвычайно мало. Мы видим, что содержание в железном веществе метеоритов платиноидов и Au в тысячи раз выше, чем в силикатных кристаллических породах Луны и Земли. Платиноиды и в метеоритах распределены следующим образом: ~70% в железной фазе, ~20% в троилите и ~10% в силикатной фазе. Четные платиноиды преобладают. Кстати сказать, содержание FeS в лунных породах ничтожно мало. В таблице приведены данные для реголита Луны. Более высокое содержание платиноидов и Au по сравнению с кристаллическими породами в реголите Луны объясняется привносом их веществом метеоритов. Расчет показывает, что примерно

2,5% вещества каменных метеоритов находится в веществе реголита Луны, что эквивалентно 0,25% Fe-Ni сплава метеоритов [10]. Содержание платиноидов и Au выше в реголите и брекчиях морского происхождения по сравнению с реголитом из высокогорных областей. Содержание платиноидов и Au в толеитовых породах Земли и богатых Ca полевошпатовых ахондритах того же порядка, что и в лунных базальтах. Наиболее низкое содержание платиноидов и Au в базальтах Луны также указывает (как и все другие сидерофильные элементы) на дефицит металлического железа в Луне.

Тугоплавкие окиси элементов. В табл. 6 приведено содержание тех тугоплавких микроэлементов, для которых имелись надежные данные об их содержании в лунных базальтах. Все эти металлы и их окиси плавятся при температуре свыше 2000 °C и кипят до 5000 °C. В этом диапазоне температур они коагулируют из пара в протопланетном облаке. Все они легко окисляются при очень малых давлениях O_2 (в табл. 3 они расположены выше системы Fe–FeO). Табл. 6 дает представление о содержании этих окисей в лунных породах, земных толеитах и метеоритах. Подавляющее количество тугоплавких элементов (окисей) находится в базальтовых породах Луны. Мы уже выше познакомились с накоплением в лунных базальтах TiO_2. В земных толеитах содержание тугоплавких элементов заметно меньше, в ахондритах – практически одинаково с земными базальтами. Однако степень обогащения редкими тугоплавкими элементами имеет разный коэффициент. Обогащение, например, Sc, Y невелико. Обогащение же Ba, Ti, TR, Nb, Be и другими элементами в сотни раз выше по сравнению с их содержанием в хондритах. Возникает вопрос: может ли быстрый вынос и быстрое охлаждение магмы на Луне обеспечить подобное обогащение? По всем данным большое обогащение тугоплавкими характерно для базальтов высокогорных областей Луны. Вместе с тем интересно отметить, что содержание тугоплавких окисей в базальте, доставленном "Аполлоном-15", практически идентично с составом тугоплавких элементов земных толеитовых базальтов и Ca-ахондритов. TiO_2, как мы видели, содержится в лунных базальтах до 13% и встречается главным образом в виде ильменита. Zr и Hf в значительной мере следуют за минералами Ti, например $FeTiO_3$. Иногда в нем в 6–8 раз больше Zr, чем в земных ильменитах (0,058% Zr). Ba концентрируется в полевых шпатах лунных базальтов. Отношения Zr/Hf, Nb/Ta и других аналогичных пар изоморфных элементов близки к отношениям их в базальтах Земли. Nb и Ta тяготеют к минералам Fe, а также рассеиваются в Mg-Fe минералах. Nb и Zr лунных пород не образуют собственных минералов. К тугоплавким следует отнести всю плеяду редких земель. Из табл. 7 видно значительно более высокое содержание редких земель в лунных породах по сравнению с земными породами и Ca-ахондритами. В последних двух случаях практически содержатся одинаковые низкие количества редких земель.

По сравнению с хондритами в базальтах Луны относительно больше увеличивается содержание более тяжелых редких земель. Теперь хорошо известен эффект аномального поведения Eu среди других редких земель – уменьшение его содержания в пироксенах и увеличение в плагиоклазах (см. анортозиты). Это еще раз указывает, что магма была жидкой. Здесь также увеличение содержания редких земель достигает коэффициента 100 и выше, например для La, Ce, Nd и др. Более богаты редкими землями, как и другими тугоплавкими окислами, высокогорные базальты. Нелишне упомянуть, что тугоплавкие элементы – их окиси – не концентрируются в реголите. Итак, в среднем одноактном процессе (выплавление толеитовых базальтов Земли и др.) происходит обогащение элементом обычно до 20 раз. Следовательно, обогащение в 100 раз в породах Луны требует содержания тугоплавких элементов в Луне в 3–5 раз выше, чем в хондритах.

Радиоактивные элементы. Благодаря многочисленным определениям абсолютного возраста лунных пород по U-Pb или U-He методам накопилось довольно много определений U (а также и Th) и K в лунных базальтах (табл. 8). Средние данные показывают заметное превышение содержания U и Th в лунных базальтах разного типа по сравнению с толеитовыми базальтами Земли и Ca-ахондритами. Особенно высокое содержание U и Th найдено в породах группы неморских базальтов (норитах) и

Таблица 8. Среднее содержание U, Th, K в лунных породах (в ч.н. млн)

Источник образцов	U	Th	K	K/U
		Морские базальты		
"Аполлон-11", тип *A*	0,55 (35)*	2,7 (30)	2140 (11)	3890
"Аполлон-11", тип *B*	0,33 (22)	1,63 (24)	1330 (9)	4030
"Аполлон-12"	0,641 (70)	1,39 (54)	501 (38)	783
"Аполлон-15"	0,153 (14)	0,5 (2)	375 (7)	2451
"Аполлон-17"	0,14 (11)	0,4 (9)	507 (8)	3620
		Материковые базальты		
"Аполлон-14"	0,58 (4)	2,3 (3)	2444 (3)	4214
"Аполлон-16"	1,18 (15)	5,09 (11)	233 (1)	200
"Аполлон-17"	0,5 (1)	1,8 (1)	900 (1)	1800
		Базальты KREEP		
"Аполлон-14"	3,2 (9)	10,6 (10)	3924 (5)	1226
"Аполлон-15"	3,39 (6)	–	–	–
"Аполлон-16"	2,09 (6)	9,2 (1)	3100 (1)	1550
		Земные базальты		
Толеитовые базальты	0,20	0,62	2490	12450
		Метеориты		
Са-ахондриты	0,1	0,41	400	4000
Хондриты	0,012	0,04	850	70833

*В скобках – число анализов.

Примечание. Использованы данные: "Аполлон-11" [45, 61, 62, 73, 99, 107, 125, 127, 128, 132, 141, 147]; "Аполлон-12" [31, 35, 60, 83, 100, 108, 125, 133, 139, 146, 151, 153]; "Аполлон-14" [33, 77, 78, 90, 125, 134, 138, 148]; "Аполлон-15" [58, 77, 120, 135]; "Аполлон-16" [34, 77, 79, 85, 88, 101]; "Аполлон-17" [32, 52, 95, 136].

KREEP-базальтах. Поэтому отношение K/U для высокогорных базальтов ~1500, а для морских территорий ~2000. U и Th в породах Луны распределены неравномерно. Мы считаем вероятным средним минимальным содержанием U в морских базальтах коры Луны 0,20 ч.н млн, т.е. примерно в 20 раз выше, чем в хондритах. Среднее арифметическое же содержание во всех базальтах Луны выше – до 0,6 ч.н млн. Многие данные указывают на содержание U в толеитовых базальтах Земли 0,1–0,2 ч.н. млн. На Земле излияние примитивных толеитовых базальтов напоминает тот же одноактный процесс выплавления морских базальтов на Луне. Изменение содержания U и Th в лунных породах идет параллельно повышению содержания и других литофильных элементов, например в высокогорных базальтах. Однако механизм повышения содержания U до 3,5 ч.н. млн и выше, как это имеет место в некоторых провинциях на Луне, остается невыясненным.

На Земле, в континентальных областях, вслед за первой стадией концентрации U (выплавление базальтов) идет второй процесс, вторая стадия обогащения U пород – гранитизация. Она дает повышение содержания U до 3 ч.н. млн и выше в гранитах (возникших путем глубокого превращения части субстрата базальтов в сложном процессе гранитизации в новую породу), т.е. повышает его еще в 10 раз в коре Земли – всего ~ 100 раз. На Земле, в коре, текут процессы при агрессивных факторах (CO_2, H_2O и т.д.), чего нет на Луне, где процессы более примитивные. Содержание Th соответственно увеличивается в лунных базальтах по сравнению с содержанием Th в хондритах. Возникшее перераспределение U и Th (и K) в разных породах Луны и особенно накопление U и Th на периферии в коре Луны, как мы увидим ниже, значительно нарушили первичный тепловой баланс Луны, что позволяет делать некоторые важные выводы. О них позже.

ПОТЕРЯ ЛЕГКОЛЕТУЧИХ ВЕЩЕСТВ ЛУНОЙ
(дефицитные элементы)

При сравнении содержания весьма различных веществ, в общем легколетучих при повышенных температурах, в породах Земли, метеоритах и породах Луны наблюдается наибольший дефицит их содержания в лунных базальтах по сравнению с толеитовыми базальтами Земли и даже с обыкновенными хондритами. Дефицит в породах Луны обнаруживается для следующих групп химических элементов или их соединений по сравнению с базальтами Земли и метеоритами: 1) H_2O, CO_2 и H_2S и многие другие газы; 2) щелочи K, Na, Pb и др.; 3) галогены F, Cl и др.; 4) металлы с высокой упругостью пара: In, Tl, Pb, Bi, Hg и др.

Г р у п п а 1, H_2O, CO_2 и другие пары и газы. Кинетические расчеты показывают, что практически все газы до массы 40 диссипируют с Луны в космическое пространство. Вместе с тем ядра нейтральных газов, N_2 и др., вбиваются в породы Луны солнечным ветром. На основе многочисленных данных легко представить, что Луна содержит заметно меньшие количества H_2O, CO_2, S и других вульгарных газов по сравнению с их содержанием в породах Земли. В вакуолях пород Луны обнаруживаются CO_2, H_2, N_2 в ничтожно малых количествах. Установить в них содержание следов H_2O с достаточной точностью не удается. Это не значит, что H_2O и другие газы полностью отсутствовали в лунных породах. В базальтах Луны содержание H_2O считают обычно порядка 0,01–0,1%. Это заметно меньше содержания H_2O в магматических породах Земли. Однако весь ход химических превращений в коре Луны прямо указывает на дефицит H_2O. В реголите H_2O не накапливается по сравнению с кристаллическими породами. Это значит, что дефицит H_2O, C, N_2 и других газов связан не с потерей их в процессе дифференциации вещества Луны, а вероятнее, с процессом аккреции вещества Луны, с потерей H_2O в процессе конденсации и агломерации вещества Луны. Основной причиной могла быть высокая температура аккреции и отношение H_2O/H_2 меньше 1.

Г р у п п а 2, щелочи Na, K, Rb и др. Как видно из табл. 9, содержание щелочей, особенно K, в лунных базальтах заметно ниже их содержания не только в толеитовых базальтах Земли, но даже по сравнению с содержанием в обыкновенных хондритах. Только в Са-полевошпатовых ахондритах щелочей меньше, чем в базальтах Луны. С другой стороны, реголит в целом во всех известных образцах не накапливает щелочей, а содержит их примерно (с малыми вариациями) столько же, сколько кристаллические базальты Луны.

Можно предположить потерю щелочей при тепловых взрывах, то есть при образовании фрагментов реголита, стекол и т.п., а также брекчий, однако эти потери несравнимы с теми количествами, которые по аналогии с породами Земли могли быть в лунных породах. Хорошо известно из повседневного экспериментального опыта, что при нагреве базальтов, как и других пород, в первую очередь теряются щелочи, именно K и др. Все это вместе заставляет считать более вероятным, что потеря щелочей – результат условий процесса аккреции, а не дифференциации вещества Луны. Одновре-

Таблица 9. Среднее содержание элементов с высокой упругостью пара в лунных породах (в ч.н. млрд)

Источники образцов	In	Tl	Hg	Pb, ч.н. млн	Bi
		Морские базальты			
"Аполлон-11", тип *A*	13,0 (6)*	0,80 (3)	9,01 (2)	1,0	0,38 (3)
"Аполлон-11", тип *B*	86 (4)	0,45 (2)	0,60 (1)	(16)	0,16 (1)
"Аполлон-12"	2,1 (31)	0,36 (16)	6,0 (8)	1,14 (17)	0,55 (5)
"Аполлон-15"	1,06 (11)	0,46 (7)	–	0,5 (1)	0,24 (7)
"Аполлон-17"	–	0,23 (2)	–		0,07 (2)
"Луна-16"	12 (1)	—	—	0,33 (1)	—
		Материковые базальты			
"Аполлон-14"	10,75 (2)	1,4 (1)	–	10,2 (4)	0,28 (1)
"Аполлон-16"	40 (2)	0,36 (1)	–	3 (1)	0,08 (1)
"Аполлон-17"	–	–	–	1,7 (1)	–
		Базальты KREEP			
"Аполлон-12"	1,25 (1)	6,0 (1)	–	–	2,6 (1)
"Аполлон-14"	75 (2)	10 (1)	–	–	0,39
		Земные базальты			
Толеитовые базальты	77 (13)	–	–	2 (20)	–
		Метеориты			
Са-ахондриты	5,0 (25)	11,0 (20)	–	0,5	3,14 (19)
Хондриты	1,0	1,0	–	0,3	3,0

*В скобках – число определений.

Примечание. Использованы данные: "Аполлон-11" [56, 66, 127, 132, 150, 152]; "Аполлон-12" [19, 30, 35, 98, 100, 117, 133, 146, 151]; "Аполлон-14" [29, 98, 122, 130, 148]; "Аполлон-15" [27, 58, 97, 136]; "Аполлон-16" [34, 85, 101]; "Аполлон-17" [95, 136]; "Луна-16" [10].

менно следует отметить локальный факт повышения содержания K в KREEP-базальтах в процессе образования пород коры Луны.

Группа 3, галогены F, Cl и др. Их содержание в кристаллических породах Луны варьирует. По ряду данных наблюдается концентрация, иногда значительная, этих элементов (например, F, Cl и др.), а также параллельно и других легколетучих элементов, например Ge в реголите как в морском, так и особенно высокогорном (даже преимущественно состоящем из зерен анортозитовых пород, например в сборах "Аполлона-16"). Интересно, что содержание всех галогенидов, как правило, повышается в реголите в несколько раз [79], поэтому их потеря происходит и при разрушении кристаллических базальтов и их водородных соединений в вулканических эксгаляциях древнего вулканизма на Луне.

Таблица 10. Температуры плавления, кипения и давление паров металлов In, Tl, Pb, Hg, Bi (и Fe для сравнения) при 25 и 1500 °C

Металл	$T_{пл}$		$T_{кип}$		$P_{пара}$, атм	
	°C	K	°C	K	T = 25 °C (298 K)	T = 1500°C (1773 K)
In	156	429	2000	2273	$3{,}3 \cdot 10^{-37}$	$3{,}5 \cdot 10^{-2}$
Tl	303	576	1457	1730	$8{,}2 \cdot 10^{-26}$	1,3
Pb	327	600	1725	1998	$2{,}7 \cdot 10^{-29}$	$2{,}2 \cdot 10^{-1}$
Hg	−38	235	357	630	$4{,}2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}1 \cdot 10^{3}$
Bi	271	544	1560	1833	$1{,}3 \cdot 10^{-27}$	$6{,}3 \cdot 10^{-1}$
Fe	1539	1812	2857	3130	$6{,}3 \cdot 10^{-66}$	$1{,}4 \cdot 10^{-5}$

Г р у п п а 4. Металлы, подобно In, Tl, Pb, Bi и др. (см. табл. 9), с высокой упругостью пара (табл. 10). Эта группа интересна и в том отношении, что Tl, Hg, Pb, Bi не дают с металлическим Fe твердых растворов. In дает весьма ограниченно сплавы с Fe с малым содержанием In в них. С другой стороны, они требуют для окисления более высокое парциальное давление O_2, чем для окисления металлического Fe. Поэтому и в процессах аккреции, и в процессах химической дифференциации вещества Луны и образования коры при восстановительных условиях эти элементы рассеиваются по разным фазам и вообще легко подвижны при повышенных температурах. Во всяком случае, замечено, что реголит, особенно из высокогорных областей, содержит Tl, In, Hg, Pb и других аналогичных элементов значительно больше, чем кристаллические породы, из которых он образовался. То есть происходит их рассеивание, подобно тому как рассеиваются на Земле Hg, J. Это не исключает потери этих элементов в стадии аккреции, но сегодня трудно определить пай этой потери в каждом отдельном процессе.

Таким образом, мне представляется, что часть легколетучих элементов или их соединений преимущественно была потеряна в процессе аккреции, как, например, H_2O, щелочи; другая часть (поскольку в общем их содержание все же ниже, чем в породах Земли), вероятно, терялась в обоих процессах, как, например, инертные газы, галогены и элементы с большой упругостью пара. Однако эта потеря не заставляла их покидать Луну в сколько-нибудь значительном размере.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Итак, при изучении поверхностных базальтовых пород Луны обнаружен ряд принципиально важных факторов: 1) избыточное по сравнению с содержанием в земных примитивных базальтах и хондритах так называемых тугоплавких химических элементов, к которым относятся группа собственно тугоплавких элементов, редкие земли и U и Th; 2) более низкое по сравнению с земным содержание в поверхностных породах Луны так называемых сидерофильных; 3) низкое содержание в лунных породах щелочей Na, K, Rb; 4) низкое содержание H_2O и вульгарных газов, CO_2 и др., галогенидов; 5) низкое содержание металлов с высокой упругостью пара — In, Tl и др. — по сравнению с их содержанием в породах Земли (толеитовых базальтах) и даже в обыкновенных хондритах. Возникает основной вопрос: с какими процессами связано в одном случае обилие, а в другом случае потеря химических элементов или их соединений поверхностными породами Луны?

Как хорошо известно, состав каменных метеоритов — хондритов — близок, если не тождествен, среднему составу Солнца (если исключить массу обычных газов). В связи с этим кардинальным фактом многими учеными разрабатывалась так называемая хондритовая модель Земли и других планет; иными словами, считалось, что все вещество Солнца без сепарации входит в состав планет земной группы, но уже извест-

ные различия в содержаниях металлического вещества в ядрах планет вызывали критическую дискуссию. Вместе с тем в хондритовой модели оставались и другие неясные вопросы, как, например, резкое различие коэффициента $^{86}Sr/^{87}Sr$ для хондритов (0,7480) по сравнению с тем же коэффициентом 0,6990–0,7036 для пород Земли (толеитовых базальтов) и лунных базальтов (норитов, анортозитов). Далее особенно отмечался огромный недостаток K в породах Луны.

Как мы только что видели, факторов несходства в химическом составе пород Луны, Земли и хондритов оказалось еще больше. Если исключить из рассмотрения влияние ударов планетезималей и метеоритов, которые вносили огромные нарушения в структуру поверхностных горных пород Луны (в результате образования реголита, брекчий и ударного метаморфизма пород), но которые, однако, относительно мало изменяли средний состав горных пород, то, как мы уже говорили, два основных фактора могут быть ответственны за нарушения состава горных пород Луны: своеобразие процесса аккреции вещества и процесса дифференциации вещества на оболочки (образование коры). Нам представляется, что рассматривать процесс аккреции Луны имеет смысл только в том случае, если мы связываем происхождение Луны с Землей, а именно рассматриваем систему Земля–Луна. Иначе все приобретает совершенно абстрактный характер. Поэтому мы полагаем, что центр конденсации вещества Луны возник вблизи Земли. Причем каждое космическое тело в этой системе развивалось по двум разным моделям: Земля с внутренним тяжелым металлическим ядром и Луна без тяжелого металлического ядра.

Посмотрим, каким условиям должно было удовлетворять образование Луны из протопланетного облака, имея в виду весь наш предварительный геохимический анализ. По всем данным, о которых мы упоминали выше, протопланетное облако было достаточно гомогенно. Первым условием для возникновения и роста Луны было образование ее вблизи крупного космического тела, под эгидой которого она зарождалась и эволюционировала и под эгидой которого оборвался ее рост. Таким телом, наиболее вероятно, могло быть Солнце или Земля. Возникают вопросы небесной механики, и я не хотел бы подробно их здесь обсуждать, как и другие гипотезы образования Луны, построенные лишь на механических основах. Почему Луна, если она была вблизи Солнца, избежала захвата Солнцем и своей гибели? Дальше, какая причина вызвала ее отрыв от близости к огромной массе Солнца и приблизила к Земле? Причаливание же к Земле сопряжено было бы с некоторым торможением Луны около Земли и переходом ее вследствие этого на эллиптическую орбиту Земли, чего нет.

Второе условие: для преимущественной конденсации тугоплавких химических элементов или их соединений (накопление их в Луне в 3–5 раз выше, чем в хондритах) в процессе ее аккреции необходима была бы в какое-то определенное время высокая температура пара и газов в протопланетном облаке в центре аккреции Луны, не ниже 2000–1500 °C. Это легко было бы иметь около Солнца в каком-то отдалении от него, однако температура области аккреции Луны должна была бы достаточно быстро эволюционировать, как и сама Луна, и к концу аккреции приобрести достаточно низкие значения, в общем заметно ниже 1500 °C. Между тем Солнце только начало "разжигаться" и не могло обеспечить подобной зависимости. Температура протопланетного облака вблизи Солнца не могла падать с той скоростью, с какой происходил рост тела Луны. Поэтому более приемлем вариант образования и роста Луны около Земли, под ее эгидой [131].

В этом случае первоначальная высокая температура протопланетного облака в центре аккреции Луны могла быть легко объяснена несколько более ранним началом конденсации вещества Луны, чем начало конденсаций Земли, да и других планет, или другими причинами локального повышения температуры в протопланетном облаке в центре аккреции Луны, вблизи Земли.

Мы полагаем [3], что ядро Земли и других земных планет возникло вначале независимо и непосредственно из паровой фазы протопланетного облака и конденсировалось при температуре ниже 1500 °C. При глобальной сепарации вещества в протопланетном

облаке магнитное поле оказывало значительное влияние на отделение ферромагнитных частиц от диэлектриков. При этом нельзя забывать, что магнитное поле между планетами Солнечной системы в прошлом имело напряженность в тысячу раз больше. Далее, частицы Fe при соударениях легко сплавляются благодаря большой теплопроводности сплава и образуют крупные фрагменты – куски. Напомню, в наше время именно куски Fe-Ni метеоритов в сотни тонн весом еще падают на Землю, тогда как силикатное вещество каменных метеоритов выпадает массой не больше нескольких килограммов. Именно эти крупные куски сплава образуют ядра планет.

Мы не разделяем обычного мнения об участии всего вещества планет в процессе дифференциации планеты на оболочки. Участвует лишь силикатная часть (мантия) при существующем уже металлическом ядре. Иначе температура, при которой силикатное вещество из центральных частей планет могло подняться к периферии, а Fe-Ni сплав занять его место в центре планеты, как это обычно рисуют, достигла бы, например, на Земле в сумме 3000 °С, и неизвестен способ отвода этого тепла. Вместе с тем подобные температуры при дифференциации вещества Земли по всем данным ни прямо, ни косвенно никогда не наблюдались. Модель Луны нам представляется без тяжелого металлического ядра, как это аргументировалось выше. В известной мере, ответить на вопрос, почему Луна лишена металлического ядра, значит, ответить и на аналогичный вопрос: каким способом образуются бедные Ca (обыкновенные) ахондриты? Они не имеют металлического железа (или содержат очень мало, как и FeS) и вместе с тем потеряли первичную структуру. Нам представляется, что обогащение тугоплавкими и обеднение сидерофильными элементами и потеря легколетучих веществ – стороны единого процесса аккреции в системе двух космических тел, который последовательно осуществлялся во времени и пространстве на разных стадиях развития эволюции системы Земля–Луна.

Итак, возникли два центра аккреции, один вблизи другого, почти одновременно: Земля с металлическим ядром и Луна без ядра. Температура конденсации лунного материала была выше. Вероятно, при температуре 2000 °С (и выше) происходила преимущественно конденсация окисей тугоплавких элементов, о которых мы выше говорили, отношение $H_2O/H_2 = 1$ в облаке отличалось на ничтожную величину влево, что было достаточно для превращения этих всех и многих других металлов в окиси. Образовалась, таким образом, среди очень нагретых газов и паров твердая пыль со значительно меньшей температурой по сравнению с более высокой температурой окружающего их газа. Различие температур твердых частиц и газа достигало нескольких сот градусов [26]. Одновременно подобный процесс происходил и в центре аккреции Земли, либо в более короткое время, либо при сравнительно менее высокой температуре. Таким образом, в процессе аккреции Луны шла конденсация тугоплавких элементов, их окисей, и вместе с тем интенсивно при относительно высоких температурах шел процесс потери газов, H_2O, легколетучих щелочей и элементов с высокой упругостью пара вблизи Земли. За это время с понижением температуры аккреции Луны металлическое Fe в облаке Луны успело конденсироваться и под влиянием гравитационной силы Земли с помощью магнитной сепарации было потеряно Луной, благодаря и другим свойствам сплава Fe-Ni. Рост же массы Земли, вероятно, происходил более быстро, чем рост Луны, и как только Земля приобрела значительную массу, она начала сильно влиять на развитие процесса аккреции Луны. Вторая стадия развития аккреции Луны – влияние гравитационных сил Земли – значительно ограничила процесс аккреции вещества Луны уже при относительно низких температурах и более высоком парциальном давлении O_2. Таким образом, Луна во все это время с начала аккреции была лишена легколетучего материала, тем более что вскоре процесс аккреции Луны прекратился из-за образования массивной Земли.

При конденсации паров Fe в первой стадии они растворяли пылинки металлов сидерофильного характера (см. табл. 4), поскольку парциальное давление O_2 для их окисления было недостаточно, как это мы указывали выше (см. табл. 3).

Итак, аккреция Луны происходила под влиянием аккреции Земли. В первую, высо-

котемпературную стадию это обеспечивало накопление тугоплавких элементов в теле Луны. Во вторую стадию, когда размеры Земли достигли многих сотен километров и когда гравитационная сила Земли значительно выросла, аккреция Луны угнеталась Землей, вследствие чего были потеряны вместе с Fe многие сидерофильные элементы и интенсивность накопления легколетучих веществ Луной при более низких температурах аккреции. В третью стадию процесс роста шел в условиях, когда конденсация шла при температуре значительно ниже 1500 °С. Луна вернулась к условиям протопланетного облака, общим с Землей. Затем рост Луны уменьшился и прекратился вовсе. Я не сомневаюсь, что, вероятно, в системе Земля–Луна многое удастся рассчитать, тогда эти наши соображения приобретут более количественный характер.

Теперь посмотрим, как дифференциация вещества Луны могла бы отразиться на составе поверхностных пород Луны. По различным оценкам мощность коры Луны составляет около 25 км [104]. Глубже имеется слой низкой сейсмической скорости. Мы несколько односторонне рассматривали кору Луны, главным образом историю лунных морей, а между тем континентальная кора господствует в покрове Луны. Мы характеризовали континентальную кору как профиль морских габбро-базальтов–норитов–анортозитов. В связи с этим и поведение отдельных элементов в этом профиле имеет определенную тенденцию (например, Fe, Ti, Cr, Al, Ca и др.). Мы разделяем точку зрения многих исследователей об образовании анортозитов в результате кумуляции и флотации кристаллов полевого шпата из пород типа норитов.

Если бы мы держались в отношении Луны строго хондритовой модели, иными словами, исходили из первичного вещества состава Солнца, то наблюдаемое в породах Луны обогащение, иногда в сотни раз, содержания того или иного элемента по сравнению с их содержанием в хондритах заставило бы нас представить мощность коры, как это легко понять, измеряемой лишь несколькими километрами. Теперь мы допускаем в отношении ряда элементов обогащение ими всего вещества Луны в целом по сравнению с их содержанием в хондритах, и этот конфликт снимается. Магматическая деятельность на Луне приводит к излиянию жидкой магмы и образованию пород габбро-базальтового типа аналогично магматическим породам Земли. Известное разнообразие в характере этих пород, как мы видим, связано с обогащением Луны литофильными тугоплавкими элементами и потерей части сидерофильных элементов. Вместе с тем глубина образования очагов магмы на Луне, скорость ее подъема, температура магмы и, наконец, что очень важно, разнообразие условий приповерхностной кристаллизации магмы, отражающееся главным образом на структуре и текстуре породы, в свою очередь расширяет это разнообразие.

Мы обращали внимание на роль высокого содержания окисей FeO, TiO_2 и др., влияющих на понижение температуры кристаллизации магмы. Коэффициенты для близких изоморфных пар химических элементов K/Rb, Ca/Sr, TR/Y, Zn/Hf, Nb/Ta, Th/U и многие другие приближаются к тем же отношениям в толеитовых базальтах Земли с небольшими отклонениями. Нет нарушения в правилах четности ни для группы элементов редких земель, ни для платиноидов. Не нарушены изотопные отношения для химических элементов, помимо аналогичных изменений и в породах Земли (изменения отношений D/H_2 или $^{16}O/^{18}O$, участвующих в тех или других реакциях при низких температурах). Геологические и геохимические процессы на Луне значительно более примитивны по сравнению с процессами образования коры Земли и процессами внутри самой земной коры. Полная петрологическая модель коры Луны может быть получена путем разработки четверной диаграммы силикатов с TiO_2.

Исключительное значение имела тепловая история Луны. По нашим представлениям, изложенным раньше, U и Th за период самой активной магматической деятельности на Луне, т.е. до 3 млрд лет, когда продукция тепла была примерно на 1/2 больше, в значительной мере были вынесены из внутренних частей в периферические породы Луны (см. табл. 8). Это перераспределение U и Th привело к тому, что они сконцентрировались в узком поверхностном и приповерхностном слоях Луны и генерируемое ими тепло терялось с тех пор преимущественно на нагрев окружающего космоса. Действи-

тельно, у Луны, плохо проводящей тепло, большой градиент тепла для пород. Далее, ожидали поток тепла с поверхности Луны, примерно равный 1/6 потока Земли, а получили около 1/2 теплового потока Земли [86]. Это все вместе заставляет думать, что с $3 \cdot 10^9$ лет прекратилась интенсивная магматическая деятельность на Луне. Между тем на Земле в наше время действует около 500 вулканов.

Мы пришли к выводам, что для представления о процессах на Луне нельзя применить хондритовую модель, но она сохраняет свое значение для изучения планет нашей Солнечной системы. Вместе с тем я хочу заметить, что отход от хондритовой модели Луны несомненно скажется на наших представлениях и о процессах конденсации других космических тел в протопланетном солнечном облаке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов в магматических и осадочных породах: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1975. 281 с.
2. *Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
3. *Виноградов А.П.* Вещество метеоритов // Геохимия. 1965. № 11. С. 1275–1312.
4. *Виноградов А.П.* Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16" // Там же. 1971. № 3. С. 261–273.
5. *Виноградов А.П.* Высокотемпературные протопланетные процессы // I Междунар. геол. конгр., Москва, 20–25 июля 1971 г.: Магматические процессы. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1972. С. 11–36.
6. *Виноградов А.П.* Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-20" // Геохимия. 1972. № 7. С. 763–774.
7. *Виноградов А.П.* Кратко о Луне // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1973. № 3. С. 3–9.
8. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ганиев А.Г.* и др. Распределение платиноидов и золота между разными фазами метеоритного вещества. 1 // Геохимия. 1972. № 12. С. 1461–1469.
9. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ганиев А.Г.* и др. Распределение платиноидов и золота между разными фазами метеоритного вещества. 2 // Там же. 1973. № 1. С. 963–974.
10. *Виноградов А.П., Чупахин М.С., Шевалеевский И.Д., Беляев Ю.И.* Химический состав лунного реголита "Луны-16" // Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974. С. 264–277.
11. *Виноградов А.П., Ярошевский А.А., Ильин Н.П.* Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии // Геохимия. 1970. № 4. С. 389–402.
12. *Дмитриев Л.В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1973. 440 с.
13. *Куголин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 143 с.
14. Метеорит на Луне // Smithsonian Institution Evarnt Notification Card 1392, May 13, 1972.
15. *Эйгстер О.* Содержание лития, бериллия, бора, титана и изотопный состав лития, бора и магния в пробе реголита "Луна-16" // Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974. С. 370–374.
16. *Albee A.L., Chodos A.A., Gancarz L.J.* et al. Mineralogy, petrology, and chemistry of a "Luna-16" basaltic fragment, sample B-1 // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 13, N 2. P. 353–367.
17. *Allegre C.J.* "Age" $^{87}Rb/^{87}Sr$ et teneurs en K, Rb, Sr, Ba et terres rares du sol de la Mer de la Fécondité (Lune) rapporté par la mission soviétique "Luna-16" // C.R. Acad. sci. D. 1971. Vol. 273, N 9. P. 779–782.
18. *Allen R.O. (Jr.), Jovanovic S., Showalter D., Reed G.W. (Jr.).* ^{204}Pb, Bi, Tl, and Zn in Apollo-16 samples and inference on the lunar geochemistry of ^{204}Pb based on meteoritic and terrestrial sample studies // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 12–14.
19. *Anders E., Ganapathy R., Keays R.R.* et al. Volatile and siderophile elements in lunar rocks: Comparison with terrestrial and meteoritic basalts // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1021–1036.
20. *Annell C.S., Helz A.W.* Emission spectrographic determination of trace elements in lunar samples from "Apollo-11" // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 991–994.
21. Apollo-12: Prelim. Sci. Rep. Wash. (D.C.): NASA, 1970. 227 p.
22. Apollo-14: Prelim. Sci. Rep. Wash. (D.C.): NASA, 1971. 309 p.
23. Apollo-15 lunar samples: "Apollo-15" preliminary examination team // Science. 1972. Vol. 175, N 4020. P. 363–374.
24. Apollo-16 lunar samples: petrographic and chemical description. Apollo-16 preliminary examination team // Ibid. 1973. Vol. 179, N 4068. P. 23–34.
25. Apollo-17 lunar samples: chemical and petrographic description. Apollo-17 preliminary examination team // Ibid. 1973. Vol. 182, N 4112. P. 659–672.
26. *Arrhonins G., Alfvén H.* Fractionation and condensation in space // Earth and Planet Sci. Lett. 1971. Vol. 10. P. 253–267.
27. *Baedecker P.A., Chou C.-L., Grudewicz E.B.* et al. Extralunar materials in lunar soils and rocks // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 28–30.
28. *Baedecker P.A., Chou C.-L., Grudewicz E.B., Wasson J.T.* Volatile and siderophilic trace elements in

"Apollo-15" samples: geochemical implications and characterization of the long-lived and short-lived extralunar materials // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1177–1195.
29. *Baedecker P.A., Chou C.-L., Wasson J.T.* The extralunar component in lunar soils and breccias // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1343–1359.
30. *Baedecker P.A., Schaudy R., Elzie J.L.* et al. Trace element studies of rocks and soils from Oceanus Procellarum and Mare Tranquillitatis // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1037–1061.
31. *Bouchet M., Kaplan G., Voudon A., Bertoletti M.-J.* Spark mass spectrometric analysis of major and minor elements in six lunar samples // Ibid. P. 1247–1252.
32. *Brunfelt A.O., Heier K.S., Nilssen B.* et al. Elemental composition of Apollo-17 fines // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 92–93.
33. *Brunfelt A.O., Heier K.S., Nilssen B., Sundvoll B.* Distribution of elements between different phases of Apollo-14 rocks and soils // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1133–1147.
34. *Brunfelt A.O., Heier K.S., Nilssen B., Sundvoll B.* Geochemistry of Apollo-15 and 16 materials // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1209–1218.
35. *Brunfelt A.O., Heier K.S., Steinnes E.* Determination of 40 elements in Apollo-12 materials by neutron-activation analysis // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1281–1290.
36. *Campsie J., Bailey J.C., Rasmussen M., Dittmer F.* Chemistry of tholeiites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs fracture zone // Nature Phys. Sci. 1973. Vol. 244, N 135. P. 71–73.
37. *Chao E.C.T., Best J.B., Minkin J.A.* Apollo-14 glasses of impact origin and their parent rock types // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 1. P. 907–925.
38. *Chappell B.W., Green D.H.* Chemical compositions and petrogenetic relationshkps in Apollo-15 mare basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 18, N 2. P. 237–246.
39. *Cheminée J.L.* These. 1973.
40. *Chou C.-L., Baedecker P.A., Bild R.W.* et al. Volatile elements in lunar soils // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 115–117.
41. *Chou C.-L., Cohen A.J.* Gallium and germanium in the metal and silicates of L- and LL-chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, N 2. P. 315–328.
42. *Chyi L.L., Ehmann W.D.* Zirconium and hafnium abundances in some lunar materials and implications of their ratios // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1219–1226.
43. *Chyi L.L., Ehmann W.D.* Implications of zirconium and hafnium abundances and their ratios in lunar materials // Lunar Sci. V. 1974. P. 118–120.
44. *Compston W., Berry H., Vernon M.J.* et al. Rubidium-strontium chronology and chemistry of lunar material from the Ocean of storms // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1471–1485.
45. *Compston W., Chappell B.W., Arriens P.A., Vernon M.J.* The chemistry and age of Apollo-11 lunar material // Proc. Apollo-11 Lunau Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1007–1027.
46. *Cuttitta F., Rose H.J. (Jr.), Annell C.S.* et al. Elemental composition of some Apollo-12 lunar rocks and soils // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1217–1229.
47. *Cuttitta F., Rose H.J. (Jr.), Annell C.S.* et al. Chemistry of twenty-one igneous rocks and soils returned by the Apollo-15 mission // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1081–1096.
48. *Driscoll E.* Our cratered sister planet // Sci. News. 1973. Vol. 104, N 5. P. 72–73.
49. *Duncan A.R., Erlank A.J., Willis J.B.* et al. Trace element evidence for a two stage origin of high-titanium mare basalts // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 187–189.
50. *Ehmann W.D., Morgan J.W.* Major element abundances in Apollo-12 rocks and fines by 14 MeV neutron activation // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1237–1245.
51. *Eisentrant K.J., Black M.S., Hileman F.D., Sievers R.E.* Beryllium and chromium abundances intra Mauro and Hadley-Apennine lunar samples // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1327–1333.
52. *Eldridge J.S., O'Kelley G.D., Northcutt K.J.* Primordial radioelement concentration in rocks and soils from Taurus-Littrow // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 206–208.
53. *Engel A.E., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76, N 7. P. 719–734.
54. *Fisher D.E.* Achondritic uranium // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 20, N 1. P. 151–156.
55. *Fruchter J.S., Stoeser J.W., Lindstron M.M., Goles G.G.* Apollo-15 clastic materials and their relationship to local geological features // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1227–1237.
56. *Ganapathy R., Hlays R.R., Laul J.C., Anders E.* Trace elements in Apollo-11 lunar rocks: Implications for meteorite influx and origin of Moon // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1117–1142.
57. *Ganapathy R., Morgan J.W., Hoguchi H.* et al. Meteoritic and volatile elements in Apollo-16 rocks and in separated phases from 14306 // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 257–259.
58. *Ganapathy R., Morgan J.W., Krähenbühl U., Anders E.* Ancient meteoritic components in lunar highland rocks: Clues from trace elements in Apollo-15 and 16 samples // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1239–1261.
59. *Gast P.W., Hubbard N.J., Wiesmann H.* Chemical composition and petrogenesis of basalts from Tranquillity Base // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1143–1163.
60. *Goles G.G., Duncan A.R., Martin M.R.* et al. Analyses of Apollo-12 specimens: Compositional variations, differentiation process, and lunar soil mixing models // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1063–1081.

61. *Goles G.G., Randle K., Osawa M.* et al. Elemental abundances by instrumental activation analyses in Chip from 27 lunar rocks // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1165–1176.
62. *Gopalan K., Kaushal S., Lee-hu C., Wetherill G.W.* Rb-Sr and U, Th-Rb ages of Lunar materials // Ibid. P. 1195–1205.
63. *Grieve R.A.F., McKay G.A., Weil D.F.* Microprobe studies of three Luna-16 basalt fragments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 13, N 2. P. 233–242.
64. *Haines E.L., Albee A.L., Chodos A.A., Wasserburg G.J.* Uranium-bearing minerals of lunar rock 12013 // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 12, N 2. P. 145–154.
65. Handbook of elemental abundances in meteorites. N.Y.; Paris; L.: Gordon and Breach Sci. Publ., 1971. 555 p.
66. *Haskin L.A., Allen R.O., Helmke P.A.* et al. Eare earth and other trace elements in Apollo-11 lunar samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1213–1232.
67. *Haskin L.A., Blanchard D.P., Jacons J.W.* et al. Rare earth and other trace elements in some individual 1–2 MM fines from Apollo-16 and 17 // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 310–312.
68. *Haskin L.A., Frey F.A., Schmitt R.A., Smith R.H.* Meteoritic, solar, and terrestrial rare-earth distribution // Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 7. N.Y.; L.: Pergamon press. 1966. P. 169–321.
69. *Haskin L.A., Helmke P.A., Allen R.O.* et al. Rare-earth elements in Apollo-12 lunar materials // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1307–1317.
70. *Haskin L.A., Helmke P.A., Blanchard D.P.* et al. Major and trace element abundances in samples from the lunar highlands // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1275–1296.
71. *Helmke P.A., Haskin L.A.* Rare-earth and other trace elements in Lune-16 soil // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 13, N 2. P. 441–449.
72. *Helmke P.A., Haskin L.A., Korotev R.L., Ziege K.E.* Rare-earth and other trace elements in Apollo-14 samples // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1275–1292.
73. *Herzog G.F., Hermann G.F.* ^{22}Na, ^{26}Al, Th and U in Apollo-11 lunar samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1239–1245.
74. *Hodges E.A., Muehlberger W.R., Ulrich G.E.* Geological setting of Apollo-16 // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 1. P. 1–25.
75. *Hubbard N.J., Gast P.W.* Chemical composition and origin of nonmare lunar basalts // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 999–1020.
76. *Hubbard N.J., Gast P.W., Rhodes J.M.* et al. Nonmare basalts. Pt 2 // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1161–1179.
77. *Hubbard N.J., Rhodes M., Gast P.W.* et al. Lunar rock types: The role of plagioclase in nonmare and highland rock types // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1297–1312.
78. *Janghorbani M., Miller M.D., Maw-Suen Ma, Chyi L.L., Ehmann W.D.* Oxygen and other elemental abundance data for Apollo-14, -15, -16 and -17 samples // Ibid. P. 1115–1126.
79. *Jovanovic S., Redd G.W. (Jr.).* Volatile trace elements and the characterization of the Cayley formation and the primitive lunar crust // Ibid. P. 1313–1324.
80. *Jovanovic S., Redd G.W. (Jr.).* Labile trace elements in Apollo-17 samples // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 1. P. 391–393.
81. *Juan V.C., Chen J.C., Huang C.K.* et al. Petrology and chemistry of some Apollo-16 lunar samples // Ibid. Pt. 1. P. 394–396.
82. *Keil K., Kurat G., Prinz M., Green J.A.* Lithic fragments, glasses, and chondrules from Luna-16 fines // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 13, N 2. P. 243–256.
83. *Kharkar D.P., Turekian K.K.* Analyses of Apollo-11 and Apollo-12 rocks and soils by neutron activation // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1301–1305.
84. *Kovach R., Watkins J.S.* Apollo-17 seismic profiling: probing the lunar crust // Science. 1973. Vol. 180, N 4090. P. 1064–1067.
85. *Krähenbühl U., Morgan J.W., Ganapathy R., Anders S.* Abundance of 17 trace elements in carbonaceous chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, N 5. P. 1353–1370.
86. *Langseth M.G., Clark S.P., Chute J.L.* et al. The Apollo-15 lunar heat flow measurement // Moon. 1972. Vol. 4, N 3/4. P. 390–399.
87. *Laul J.C., Keays R.R., Ganapathy R.* et al. Chemical fractionation in meteorites. V. Volatile and siderophile elements in chondrites and ocean ridge basalts // Geochim. et cosmochim. acta. 1971. Vol. 35, N 4. P. 337–364.
88. *Laul J.C., Schmitt R.A.* Chemical composition of Apollo-15, 16 and 17 samples // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1349–1367.
89. *Laul J.C., Schmitt R.A.* Chemical composition of Apollo-17 boulder-2 rocks and soils // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 2. P. 438–440.
90. *Laul J.C., Wakita H., Showalter D.L.* et al. Bulk rare earth, and other trace elements in Apollo-14 and 15, and Luna-16 samples // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1181–1200.
91. *Lovering J.E., Butterfield D.* Neutron activation analyses of rhenium and osmium in Apollo-11 lunar material // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1351–1355.
92. *Lovering J.F., Hughes T.C.* Rhenium and osmium abundance determination and meteoritic contami-

nation levels in Apollo-11 and Apollo-12 lunar samples // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1331–1335.
93. *Mason B., Melson W.G.* The lunar rocks. N.Y.: Willey Intersci., 1970. 179 p.
94. *Maxwell J.A., Peck L.C., Wiik H.B.* Chemical composition of Apollo-17 lunar samples 10 017, 10 020, 10072, and 10 084 // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1369–1374.
95. *Morgan J.W., Ganapathy R., Huguchi H.* et al. Lunar basins: Tentative characterization of projectiles from meteoritic elements in Apollo 17 boulders // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 2. P. 526–528.
96. *Morgan J.W., Krähenbühl U., Ganapathy R., Anders E.* Trace elements in Apollo-15 samples: Implications for meteorite influx and volatile depletion on the Moon // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1361–1376.
97. *Morgan J.W., Krähenbühl U., Ganapathy R.* et al. Trace element abundances and petrology of separates from Apollo-15 soils // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1379–1398.
98. *Morgan J.W., Laul J.C., Krähenbühl U.* et al. Major impacts on the Moon: characterization from trace elements in Apollo-12 and 14 sanples // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1377–1395.
99. *Morrison G.H., Gerard J.T., Kashuba A.T.* et al. Elemental abundanus of lunar soil and rocks // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1383–1392.
100. *Morrison G.H., Gerard J.T., Potter N.M.* et al. Elemental abundances of lunar soil and rocks from Apollo-12 // Proc. II Lunar. Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1169–1185.
101. *Morrison G.H., Nadkarni R.A., Jaworsky J.* et al. Elemental abundances of Apollo-16 samples // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1399–1405.
102. *Müller P.M., Sjogren W.L.* Mascons: lunar mass concentrations // Science. 1968. Vol. 161, N 3842. P. 680–684.
103. *Murthy R., Evensen N.M., Coscio M.R. (Jr.).* Distribution of K, Rb, Sr and Ba and Rb-Sr isotopic relations in Apollo-11 lunar samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1393–1406.
104. *Nakamura Y., Lammlein D., Latham G.* et al. New seismic data on the state of the deep lunar interior // Science. 1973. Vol. 181, N 4094. P. 49–51.
105. *Nakamura Y., Masuda A.* Chemical compositions and rare-earth features of four Apllo-16 samples // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1407–1414.
106. *Nunes P.D., Tatsumoto M., Knight R.J.* et al. U-Th-Rb systematics of some Apollo-16 lunar samples // Ibid. P. 1797–1822.
107. *O'Kelley G.D., Eldridge J.S.* Abundances of the primordial radionuclides K, Th, and U in Apollo-12 lunar samples by nondestructive gamma-ray spectrometry: Implication for origin of lunar soils // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1159–1168.
108. *O'Kelley G.D., Eldridge J.S., Schonfeld E., Bell P.R.* Primordial radionuclide abundances, solar proton and cosmic ray effects and ages of Apollo-11 lunar samples by nondestructive gamma-ray spectrometry // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1407–1423.
109. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C.* Apollo-11 lunar samples: K, Rb, Sr, Ba and rare-earth concentrations in some rocks and separated phases // Ibid. P. 1471–1486.
110. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Bottino M.I.* et al. Luna-16; Some Li, K, Rb, Sr, Ba, rare-earth, Zr, and Hf concentrations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 13, N 2. P. 429–435.
111. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Nava D.F.* et al. Apollo-14: Some geochemical aspects // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1293–1305.
112. *Philpotts J.A., Schuhmann S., Kouns C.W., Lum R.K.K.* Lithophilic trace elements in Apollo-17 soil // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 2. P. 599–601.
113. *Philpotts J.A., Schuhmann S., Kouns C.W.* et al. Apollo-16 returned lunar samples: Lithophile trace element abundances // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1427–1436.
114. Preliminary examination of lunar samples from Apollo-11: Lunar sample preliminary examination team // Science. 1969. Vol. 165, N 3899. P. 1211–1227.
115. *Reed S.J.B.* Determination of Ni, Ga, and Ge in iron meteorites // Meteoritics. 1972. Vol. 7, N 3. P. 257–262.
116. *Reed G.W. (Jr.), Jovanovic S.* Halogens, mercury, lithium and osmium in Apollo-11 samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1487–1492.
117. *Reed G.W. (Jr.), Jovanovic S.* The halogen and other trace elements in Apollo-12 samples and the implications of halides, platinum metals, and mercury on surfaces // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1261–1276.
118. *Reed G.W. (Jr.), Jovanovic S., Fuchs L.* Trace element relations between Apollo-14 and 15, and other lunar samples, and the implicationsof a moon-wide Cl-KREEP coherence, and Pt – metal noncoherence // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1989–1201.
119. *Reid A.M., Javes P.* Luna-16 revisited: The case for aluminous mare basalts // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 2. P. 627–629.
120. *Rhodes J.M., Hubbard N.J.* Chemistry, classification, and petrogenesis of Apollo-15 mare basalts // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1127–1148.
121. *Rose H.J. (Jr.), Brown F.W., Carron M.K.* et al. Compositions of some Apollo-17 samples // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 2. P. 645–647.

122. *Rose H.J. (Jr.), Cuttitta F., Annell C.S.* et al. Compositional data for twenty-one Fra Mauro lunar materials // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1215–1229.
123. *Rose H.J. (Jr.), Cuttitta F., Berman S.* et al. Compositional data for twenty-two Apollo-16 samples // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1149–1159.
124. *Schmitt R.A., Goles G.G., Smith R.H., Osborn T.W.* Elemental abundances in stone meteorites // Meteoritics. 1972. Vol. 7, N 2. P. 131–214.
125. *Schonfeld E., Meyer Ch. (Jr.).* The abundances of components of the lunar soils by a least-squares mixing model and the formation age of KREEP // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1397–1420.
126. *Sievers R.E., Eisentraut K.J., Griest D.J.* et al. Variations in beryllium and chromium contents in lunar fines compared with crystalline rocke // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1451–1459.
127. *Silver L.T.* Uranium-thorium-lead isotopes in some Tranquility Base samples and their implications for lunar history // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1533–1574.
128. *Smales A.A., Mapper D., Webb M.S.W.* et al. Elemental composition of lunar surface material // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1978. Vol. 2. P. 1575–1582.
129. *Soteser D.B., Wolfe R.W., Marvin U.B.* et al. Petrographic studies of a boulder from the south massif // Lunar Sci. V. 1974. Pt 2. P. 743–745.
130. *Strasheim A., Jackson P.F.S., Coetzee J.H.J.* et al. Analysis of lunar samples 14163, 14259, and 14321 with isotopic data for $^{7}Li/^{6}Li$ // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1337–1342.
131. Symposium sur l'origine du système solaire. Nice. 3–7 avril 1972. P.: Centre National de la Recherche Scientifique, 1972. 569 p.
132. *Tatsumoto M.* Age of the Moon: An isotopic study of U-Th-Pb systematics of Apollo- 11 lunar samples. 2 // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1595–1612.
133. *Tatsumoto M., Knight R.J., Doe B.R.* U-Th-Pb systematics of Apollo-12 lunar samples // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1521–1546.
134. *Tatsumoto M., Nedge C.E., Doe B.R., Unruh D.M.* U-Th-Pb and Rb-S measurements on some Apollo-14 lunar samples // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1531–1555.
135. *Taylor S.R., Gordon M.P., Muir P.* et al. Lunar highlands composition: Apennine Front // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1445–1459.
136. *Taylor S.R., Gordon M.P., Muir P.* et al. Lunar highland composition // Lunar Sci. V. 1974. Pt. 2. P. 789–791.
137. *Taylor S.R., Johnson P.H., Martin R.* et al. Preliminary chemical analyses of Apollo-11 lunar samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1627–1635.
138. *Taylor S.R., Kaye M., Muir P.* et al. Composition of the lunar uplands: Chemistry of Apollo-14 samples from Fra Mauro // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1231–1249.
139. *Taylor S.R., Rudowski R., Muir P., Graham A.* Trace element chemistry of lunar samples from the Ocean of Storms // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1083–1099.
140. *Tera F., Eugster O., Burnett D.S., Wasserburg G.J.* Comparative study of Li, Na, K, Rb, Cs, Ca, Sr and Ba abundance in chondrites and in Apollo-11 lunar samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1637–1657.
141. *Turekian K.K., Kharkar D.P.* Neutron activation analysis of mgr quantities of Apollo-11 lunar rocks and soil // Ibid. P. 1659–1664.
142. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1953.Vol. 4, N 1/2. P. 36–82.
143. *Vinogradov A.P.* Preliminary data on lunar ground brough to Earth by automatic probe Luna-16 // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 1. P. 1–16.
144. *Vinogradov A.P.* Preliminary data on lunar soil collected by the Luna-20 unmained space craft // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, N 4. P. 721–744.
145. *Wakita H., Rey P., Schmitt R.A.* Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo-12 samples: Five igneous and one breccia rocks and four soils// Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1319–1329.
146. *Wakita H., Schmitt R.A.* Bulk elemental composition of Apollo-12 samples: Five igneous and one breccia rocks and four soils // Ibid. P. 1231–1236.
147. *Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.* Elemental abundances of major, minor and trace elements in Apollo rocks, soil and core samples // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1685–1718.
148. *Wänke H., Baddenhausen H., Balacescu A.* et al. Multielement analyses of lunar samples and some implications of the results // Proc. III Lunar Sci. Conf. 1972. Vol. 2. P. 1251–1268.
149. *Wänke H., Baddenhausen H., Dreibus G.* et al. Multielemental analyses of Apollo-15, -16 and -17 samples and the bulk composition of the Moon // Proc. IV lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1461–1481.
150. *Wänke H., Rieder R., Baddenhausen H.* et al. Major and trace elements in lunar material // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1719–1728.
151. *Wänke H., Wlotzka F., Baddenhausen H.* et al. Apollo-12 samples: Chemical composition and its relation to sample locations and exposure ages, the two component origin of the various soil samples and studies on lunar metallic particles // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1187–1208.
152. *Wasson J.T., Baedecker P.A.* Ga, Ge, In, Ir and Au in lunar terrestrial and meteoritic basalts // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 1741–1750.

153. *Willis J.P., Ahrens L.H., Dancjin R.V.* et al. Some interelement relationships between lunar rocks and fines and stony meteorites // Proc. II Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1123–1138.
154. *Wolfe E.W., Freemann V.L., Muchlberger W.R.* et al. Apollo-17, exploration at Taurus-Littrow // Geotimes. 1972. Vol. 17, N 11. P. 14–18.
155. *Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N.* Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon // Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. 1970. Vol. 2. P. 965–988.
156. *Wood J.A., Marvin U.B., Powell B.N., Dickey J.S. (Jr.).* Mineralogy and petrology of the Apollo-11 lunar sample // Smithsonian Inst. Astrophys. Observ. Spec. Rep. 1970. N 307. P. 1–99.
157. *Wood J.A., Marvin U.B., Reid J.B. (Jr.)* et al. Mineralogy and petrology of the Apollo-12 lunar sample// Ibid. 1971. N 333. P. 1–272.

ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ НА СОВЕТСКИХ АВТОМАТИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ «ВЕНЕРА-4», «ВЕНЕРА-5» И «ВЕНЕРА-6»*

ВВЕДЕНИЕ

Последние годы ознаменовались крупными успехами в изучении Венеры. Запуск трех автоматических станций "Венера-4", "Венера-5" и "Венера-6" дал возможность получить принципиально новую информацию и значительно продвинуться в современных представлениях об этой планете.

Автоматическая станция "Венера-4" была запущена в июне 1967 г. Спустя 4 месяца, 18 октября 1967 г., она достигла Венеры и, войдя в атмосферу планеты, впервые совершила плавный спуск на парашюте. В течение 1,5 ч на участке спуска станции производились измерения физико-химических параметров атмосферы Венеры и передача информации на Землю. Измерения начались от уровня в атмосфере, соответствующего температуре 25°С и давлению 0,6 атм, и прекратились на уровне, где температура и давление атмосферы превысили предельные расчетные значения, на которые рассчитывался спускаемый аппарат станции, – 18 атм и 270°С.

На станции "Венера-4" были установлены газоанализаторы определения химического состава атмосферы и приборы для измерения температуры, давления и плотности. Аппаратура функционировала нормально, что позволило впервые получить данные прямых измерений непосредственно в атмосфере планеты.

Станции "Венера-5" и "Венера-6" были запущены в январе 1969 г. Цель запуска – дальнейшее исследование планеты и уточнение ранее полученных данных о параметрах атмосферы. Сложность конструирования и запуска "Венеры-4" состояла прежде всего в том, что нужно было обеспечить баллистический вход и спуск в атмосфере, параметры которой, по данным наземных наблюдений, колебались в очень широких пределах. Достаточно сказать, что возможные значения давления у поверхности предполагались от единиц до нескольких сот атмосфер; преобладающим компонентом в атмосфере предполагался азот; не было полной уверенности, что поверхность и нижняя атмосфера разогреты до высокой температуры (радиоастрономические измерения – 600–650 К).

С учетом результатов "Венеры-4, -5, -6" были уже значительно более целенаправленно выбраны диапазоны измерений атмосферных параметров, доработаны некоторые элементы конструкции. В целом же обе станции по конструкции и составу аппаратуры были аналогичны станции "Венера-4". К наиболее существенным конструктивным изменениям относятся: уменьшение площади основного парашюта, некоторое увеличение прочности корпуса спускаемого аппарата, установка более совершенного радиовысотомера. В научной аппаратуре был расширен диапазон измерений газоанализаторов, установлен плотномер камертонного типа вместо ионизационного. Станции "Венера-5" и "Венера-6" быстрее совершали спуск в атмосфере планеты и достигли больших глубин[1].

Основные данные, характеризующие условия проведения экспериментов на станциях "Венера-4, -5, -6", приведены в табл. 1.

---

* Совместно с М.Я. Маровым, Ю.А. Сурковым (Геохимия, 1972. № 4. С. 387–401).

[1] После написания данной статьи в исследовании Венеры был сделан еще один шаг. В декабре 1970 г. автоматическая станция "Венера-7" совершила посадку на поверхность планеты. Температура и давление в районе посадки составляли 475 ± 20° С и 90 ± 15 атм соответственно.

Таблица 1. Условия проведения эксперимента

Станция	Дата запуска	Дата подлета к Венере	Место посадки	Масса станции, кг
"Венера-4"	12 июня 1967 г.	18 октября 1967г.	Ночная сторона, 1500 км от терминатора	1106
"Венера-5"	5 января 1969 г.	16 мая 1969 г.	Ночная сторона, 2700 км от терминатора	1130
"Венера-6"	10 января 1969 г.	17 мая 1969 г.	Ожидаемое расстояние между станциями "Венера-5" и "Венера-6" 300 км	1130

Станция	Масса спускаемого аппарата, кг	Начало измерений		Конец измерений		Время передачи информации, мин
		P, атм	T, °С	P, атм	T, °С	
"Венера-4"	383	0,5	25	18	270	94
"Венера-5"	405	0,5	25	27	320	53
"Венера-6"	405	0,5	25	27	320	51

УСТРОЙСТВО АВТОМАТИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ "ВЕНЕРА-4", "ВЕНЕРА-5" И "ВЕНЕРА-6"

Станция состоит из двух основных частей: орбитального отсека и спускаемого аппарата [9, 10]. Орбитальный отсек является основным несущим элементом конструкции станции. На нем установлены корректирующая двигательная установка, датчики астроориентации, блоки пневмосистемы исполнительных органов системы ориентации, солнечные батареи, система терморегулирования, антенны радиокомплекса (остронаправленная параболическая и две малонаправленные конические) и научная аппаратура. В состав научной аппаратуры орбитального отсека входили приборы для исследования солнечной и космической радиации, трехкомпонентный магнитометр, ловушки заряженных частиц для исследования плазмы и ультрафиолетовый фотометр для измерения рассеянной атмосферой солнечной ультрафиолетовой радиации. Эта аппаратура работала на траектории полета к Венере, вплоть до сближения с планетой.

Спускаемый аппарат предназначен непосредственно для исследования подоблачной атмосферы Венеры. Он имеет форму, близкую к шару диаметром около 1 м, и состоит из двух герметичных отсеков: приборного и парашютного. В приборном отсеке размещены радиопередатчики, телеметрическая система, программно-временно́е устройство, система терморегулирования, источники электропитания и научная аппаратура. В состав научной аппаратуры входят: газоанализаторы, манометры, термометры, плотномер и радиовысотомер. В парашютном отсеке – парашюты (тормозной и основной), часть датчиков научной аппаратуры, антенна радиопередатчика и антенны радиовысотомера.

Отделение спускаемого аппарата от орбитального отсека производилось приблизительно в 30 000 км от Венеры. После торможения спускаемого аппарата в атмосфере планеты при давлении атмосферы около 0,5 кг/см^2 происходил отстрел крышки, выброс парашютов и включение научной аппаратуры. Все научные измерения велись на участке парашютного спуска станции. Скорость спуска составляла ~ 10 м/с в начале и ~ 3 м/с в конце участка передачи информации станции "Венера-4" и изменялась приблизительно от 30 м/с в начале до 5–6 м/с на участке спуска станций "Венера-5" и "Венера-6".

НАУЧНАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ

Газоанализаторы. Газоанализатор по сути дела, представляет собой автоматическую химическую лабораторию. Прибор имеет габариты цилиндра 10 × 10 см и вес ~1 кг. Газоанализатор состоит из двух основных частей: блока газоаналитических ячеек и программно-временного блока управления. Каждая газоаналитическая ячейка предназначена для определения одного компонента атмосферы и представляет собою цилиндр, разделенный мембранным устройством на два отсека. Оба отсека имеют отверстия для вакуумирования и впуска исследуемой атмосферы, которые закрываются клапанами. В одном из отсеков находится химический поглотитель, другой остается пустым.

Работа газоаналитической ячейки происходит следующим образом. Первоначально оба отсека ячейки вакуумируются и будучи загерметизированы клапанным устройством хранятся до внесения газоанализатора в исследуемую атмосферу. Затем оба отсека одновременно открываются и после всасывания исследуемой атмосферы вновь закрываются. В том отсеке, где размещается химический поглотитель, происходит поглощение определенного компонента атмосферы и соответствующее падение давления. Разность давления между двумя отсеками ячейки и определяет содержание газа в атмосфере.

Для каждого компонента атмосферы подбирался соответствующий поглотитель. Этим методом определялось содержание углекислого газа, азота, кислорода и воды. Кроме того, в приборах использовался электролитический метод для определения малых количеств влаги и термохимический для малых количеств кислорода.

Каждый газоанализатор имел по 6 ячеек для одноразового определения шести компонент атмосферы или шестикратного определения какого-либо одного компонента. На каждой станции было установлено по два газоанализатора, которые делали 12 анализов на двух высотах.

Приборы для измерения температуры и давления. На спускаемом аппарате станции "Венера-4" было установлено два прибора для измерения температуры и один для измерения давления. На каждом из спускаемых аппаратов станций "Венера-5" и "Венера-6" было установлено по шесть приборов для измерения давления и по три – для измерения температуры.

В качестве датчиков давления использовались манометры мембранного типа, рассчитанные на следующие диапазоны измерений: 100–5000, 500–20 000, 750–30 000 мм рт.ст. Ошибка измерений составляла 1,5–2,0. Для надежности измерений на каждый диапазон устанавливалось по два датчика.

Датчиками температуры служили термометры сопротивления, которые имели диапазоны измерений 0–160, 140–370 и 200–440°С. Термометры, чувствительным элементом которых являлась платиновая проволока, включались в измерительную диагональ балансного моста. Величина разбалансного тока моста определялась температурой атмосферы. Ошибка измерений составляла менее 1,5%.

Использование сравнительно простых приборов, наилучшим образом приспособленных для измерений в плотных средах, обеспечило высокую надежность измерений. Контроль правильности показаний отдельных датчиков осуществлялся за счет их дублирования и взаимного перекрытия измерительных диапазонов.

Плотномер. На станции "Венера-4" был установлен плотномер ионизационного типа, принцип действия которого основывался на измерении тока, возникающего от ионизации атмосферного газа β-частицами изотопного источника стронция-90, помещенного в объеме датчика. Однако вследствие малого диапазона измеренных плотностей и большой ошибки измерения на станциях "Венера-5" и "Венера-6", он был заменен на плотномер камертонного типа.

Принцип действия камертонного плотномера основан на измерении амплитуды колебаний камертона со специальным возбуждением в зависимости от плотности среды. Рабочая частота автоколебаний камертона составляла 160 Гц при стабильности не хуже

1 гц. Для исключения влияния температуры на режим колебаний использовалась специальная компенсационная катушка. Диапазон измерений плотномера составлял 0,5–40 кг/м^3. Ошибка измерения составляла ±3%.

Радиовысотомер. Оба спускаемых аппарата станций "Венера-5" и "Венера-6" были оборудованы радиовысотомерами дециметрового диапазона, в схему и конструкцию которых были внесены существенные изменения по сравнению с радиовысотомером, устанавливавшимся на "Венере-4". Показанию радиовысотомера "Венеры-4" могли соответствовать два значения высоты, различающиеся приблизительно на 30–40 км. Подобная неоднозначность, свойственная радиовысотомерам с периодичностью модуляции частоты, была полностью исключена на более совершенных радиовысотомерах станций "Венера-5" и "Венера-6".

Измерение высоты производилось методом частотной модуляции. Индикация моментов прохождения аппаратом заданных фиксированных высот (расстояний до поверхности планеты) осуществлялась независимыми частотными фильтрами. Эти моменты времени отвечают положению максимумов огибающих кривых, соответствующих настройке фильтров приемника на фиксированную частоту биений для ряда дискретных значений высот от 50 до 10 км. Такой выбор рабочего диапазона приборов был обоснован предварительными оценками ожидаемых высот раскрытия парашютов. При этом разность между собственными частотами фильтров находилась в пределах значений, соответствующих разности высот 8–10 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

Газоанализаторы каждой станции срабатывали от программно-временного устройства спускаемого аппарата при двух различных давлениях. Анализ производился в верхних слоях, где температура атмосферы была еще сравнительно невысокой. Все результаты анализа приведены в табл. 2.

Содержание углекислого газа определялось по разности давлений между отсеками ячейки. В качестве поглотителя использовался едкий кали. Для того чтобы исключить ошибку, связанную с одновременным поглощением влаги, в отсек сравнения помещался хлористый кальций, поглощавший влагу. Как видно из таблицы, в атмосфере планеты содержится до 97% углекислого газа. Большая ошибка при определении углекислого газа станцией "Венера-4" (90 ± 10%) обусловлена тем, что общее давление в момент забора пробы не измерялось и определено экстраполяцией.

Для уменьшения ошибки определения в приборах на станциях "Венера-5" и "Венера-6" было предусмотрено измерение общего давления непосредственно в точке забора атмосферы для анализа. Это позволило уменьшить ошибку определения до 4%.

Некоторые приборы сработали при давлении, значительно превышающем предполагаемые интервалы работы датчиков давления, поэтому получены пороговые значения содержания углекислого газа, которые не противоречат количественным определениям. Уменьшение порогов определения углекислого газа по высоте связано с увеличением давления при той же чувствительности датчика.

Таким образом, по непосредственным количественным определениям можно принять среднее содержание углекислого газа в атмосфере Венере равным 97 + 3(–4)%.

Азот определялся двумя методами: по разности давлений между двумя отсеками, в одном из которых поглощались все активные газы вместе с азотом, а в другом – углекислый газ, кислород и пары воды; по остаточному давлению после поглощения основных компонентов атмосферы – CO_2, H_2O, O_2. В качестве поглотителя использовался цирконий, который нагревался до 800° С.

Первым методом содержание азота определялось только на станции "Венера-4", так как первоначально нами допускалось большое содержание азота в атмосфере планеты. Никаких более точных данных об азоте к тому времени не было. Измерения на "Венере-4" показали, что азота мало. Поэтому в последующих экспериментах (на

Таблица 2. Результаты определения состава атмосферы Венеры

Предполагаемая высота, км	Давление, кг/см²	Температура, °С	Результаты измерений				Станция
			CO_2, об.%	H_2O, мг/л	O_2, об.%	N_2, об.%	
55	0,6	25	97 ± 4	>4 ~11*	–	<3,5	"Венера-5"
54	0,7	30	90 ± 10	>0,7	⩾0,4	<7[3]*	"Венера-4"
48	2	85	–	⩽8*	⩽1,5[2]*	<2,5[3]*	"Венера-4"
48	2	85	>56	~6*	⩽0,3	<9,5	"Венера-6"
40	5	150	>60	>0,7	⩾0,1	<4	"Венера-5"
					⩽0,1	<4	"Венера-5"
32	10	220	>30	>0,7	⩽0,1	<2,5	"Венера-6"
–	–	–	–	–	⩽0,2	<2,0	"Венера-6"

* Измерения выполнены манометрическим методом, остальные – электролитическим.
[2]* Измерение получено манометрическим методом, остальные – термохимическим.
[3]* В данных измерениях азот определен по поглощению, в остальных – по остаточному давлению.

станциях "Венера-5" и "Венера-6") количество азота определялось по остаточному давлению. Этот метод был выбран потому, что циркониевые поглотители в смесях с большим содержанием углекислого газа работают недостаточно стабильно.

Как видно из таблицы, азот определялся 8 раз, и все измерения указывают на его малое содержание. Так как ошибка измерений возможна только за счет неполноты поглощения, то данные измерения можно считать как надежные верхние пределы содержания азота.

Таким образом, содержание азота в атмосфере Венеры можно принять равным не более 2%. Вместе с тем следует отметить, что количество инертных газов (которые могут входить в эту величину), главным образом аргона, по-видимому, очень мало. Как известно, в атмосфере Земли содержание аргона, наиболее распространенного из инертных газов, составляет около 1% от количества азота.

Для определения кислорода, как указывалось выше, использовались два метода: манометрический и термохимический. При манометрическом методе в качестве поглотителя применялся красный фосфор, который при возгоне переходит в белую модификацию, энергично поглощающую кислород. Однако этот метод использовался лишь в первом эксперименте на станции "Венера-4", когда не исключалась возможность большого содержания кислорода в атмосфере планеты. Но уже "Венера-4" показала, что содержание кислорода в атмосфере Венеры мало. Поэтому на следующих станциях использовался только термохимический метод, предназначенный для порогового определения малых количеств кислорода. Суть этого метода заключается в окислении металла при его нагреве.

Для определения кислорода использовались спирали из вольфрамовой проволоки. Взаимодействие вольфрама с кислородом в интервале 700–1000°С носит достаточно избирательный характер. При этих температурах в чистом азоте и углекислом газе, как известно, перегорания вольфрамовой проволоки не происходит. В то же время присутствие небольшого количества кислорода (парциальное давление несколько миллиметров ртутного столба) приводит к ее перегоранию и срабатыванию датчика в требуемый интервал времени.

Как видно из таблицы, кислород определялся 7 раз. Все измерения, кроме одного, указывают на возможность лишь очень малых количеств кислорода в атмосфере Венеры. Одно измерение (больше 0,4%), полученное на станции "Венера-4", возможно, связано с менее точным определением по сравнению со следующими ("Венера-5" и "Венера-6").

Таким образом, содержание кислорода в атмосфере Венеры не превышает 0,1%. Это содержание вместе с тем является пределом чувствительности наших приборов.

Поэтому проводить определения еще меньших количеств O_2 не представилось возможным.

Для определения влаги применялись два метода: манометрический – для больших количеств и электролитический – для малых. При манометрическом методе в качестве поглотителя использовался хлористый кальций.

При электролитическом методе применялся датчик, основанный на регистрации изменения электролитического сопротивления проводящего слоя вещества, поглощающего влагу. В качестве влагосорбирующего вещества был применен гидратированный фосфорный ангидрит. При высушивании его электролизом он практически становился изолятором. При поглощении влаги происходит образование метафосфорной кислоты, что сопровождается падением сопротивления, которое и определяется влажностью окружающей среды.

Датчик влаги располагался на входе атмосферы в прибор, и в процессе спуска станции (после включения прибора) имел постоянный контакт непосредственно с атмосферой планеты.

Как видно из табл. 2, все данные измерений указывают на наличие воды в атмосфере Венеры. Причем видна некоторая тенденция к уменьшению ее содержания с увеличением давления. Эта тенденция была также замечена по изменению влажности датчиков по мере спуска станции в атмосфере Венеры. При этом характер изменения влажности датчиков в верхних слоях атмосферы дает основание предположить, что содержание паров воды на уровне конденсации близко к 12 мг/л, а температура нижней части облачного слоя должна составлять около 287 К (точка росы). Тогда может быть оценено давление атмосферы на уровне конденсации. При этом оказывается, что нижняя кромка облачного слоя находится на уровне давлений около 0,5 атм.

Таким образом, на основании анализа всех данных, приведенных в табл. 2, можно принять следующий состав атмосферы Венеры:

Углекислый газ	97 + 3 (–4) %
Азот	не более 2 %;
Кислород	не более 0,1 %;
Вода	около 12 мг/л (на уровне конденсации).

Более подробно исследование состава атмосферы изложено в работах [4–6, 11, 18, 19].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ, ДАВЛЕНИЯ И ПЛОТНОСТИ

За время спуска каждого аппарата в атмосфере Венеры было произведено более 70 измерений давления и более 50 измерений температуры. Выбор диапазонов измерений манометрических и температурных датчиков обеспечивал непрерывное измерение на всем участке работы станции.

На рис. 1 приведены результаты измерений температуры и давления в зависимости от времени. Начало измерений станциями "Венера-4" и "Венера-5" соответствует приблизительно давлению 0,6 атм, где температура атмосферы составляла около 25°С. Станция "Венера-6" начала измерения от уровня с давлением около 2 атм и температурой 85°С. Станция "Венера-4" закончила измерения при температуре ~270°С, которой соответствовало давление 18 атм. Станции "Венера-5" и "Венера-6" прекратили передачу информации при давлении около 27 атм, где температура достигла 320°С.

Проведенный анализ результатов измерений температуры и давления атмосферы Венеры с привлечением аэродинамических характеристик спускаемых аппаратов и парашютов свидетельствует об их внутренней согласованности. Предельно возможные скорости вертикальных движений в тропосфере Венеры, как следует из этого анализа, ограничены величинами 0,3–0,5 м/с. Эти оценки подтверждаются расчетами теплового баланса атмосферы Венеры, проведенными по измеренным значениям атмосферных параметров для модели лучисто-конвективного теплообмена.

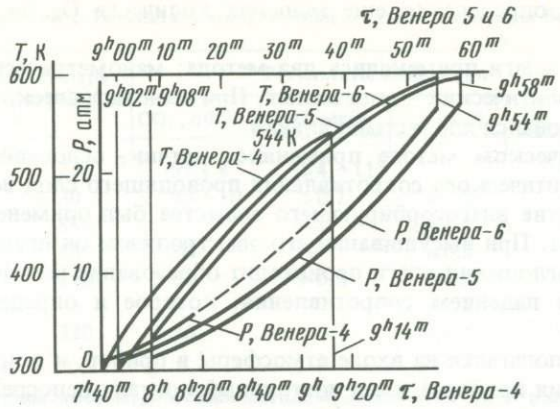


Рис. 1. Результаты измерения температуры и давления Венеры

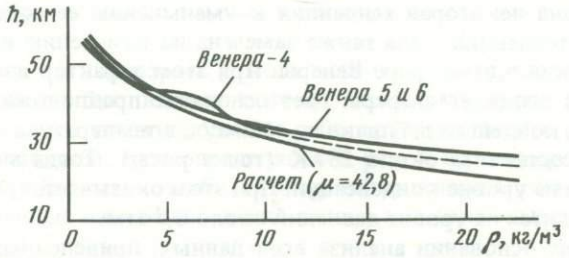


Рис. 2. Результаты измерений плотности атмосферы Венеры

На рис. 2 приведены кривые изменения плотности атмосферы по мере спуска станций "Венера-4" и "Венера-5". Кроме того, приведена расчетная кривая, вычисленная по уравнению состояния газа при молекулярном весе $\mu = 42{,}8$, соответствующем измеренному химическому составу атмосферы Венеры. На кривой плотности, измеренной станцией "Венера-4", обнаруживалось отклонение от монотонности в диапазоне высот примерно от 45 до 38 км, что не согласовывалось с предположением об устойчивости атмосферы в этой области. К сожалению, не было найдено убедительного объяснения такого хода ρ. В числе причин, которые предположительно могли бы вызвать такой эффект, назывались облака радиоактивной пыли или газа, а также присутствие высокомолекулярной компоненты атмосферы, что, однако, мало вероятно при наличии перемешивания атмосферы.

На кривых плотности, измеренных станциями "Венера-5" и "Венера-6", наблюдается плавный ход. Вместе с тем, как можно видеть на рис. 2 (см. кривую "Венера-5"), результаты измерений плотности в конце спуска несколько отличаются от значений, рассчитываемых из уравнения состояния по изученным P и T при $\mu = 42{,}8$. Проведенные дополнительные лабораторные испытания приборов не позволяют объяснить указанное поведение ρ без привлечения гипотезы о наличии в атмосфере Венеры пыли или тяжелых примесей, для чего, однако, в настоящее время нет дополнительных обоснований. Поэтому в качестве основных используются расчетные значения плотности, соответствующие результатам измерений температуры, давления и химического состава, который предполагается не меняющимся по глубине.

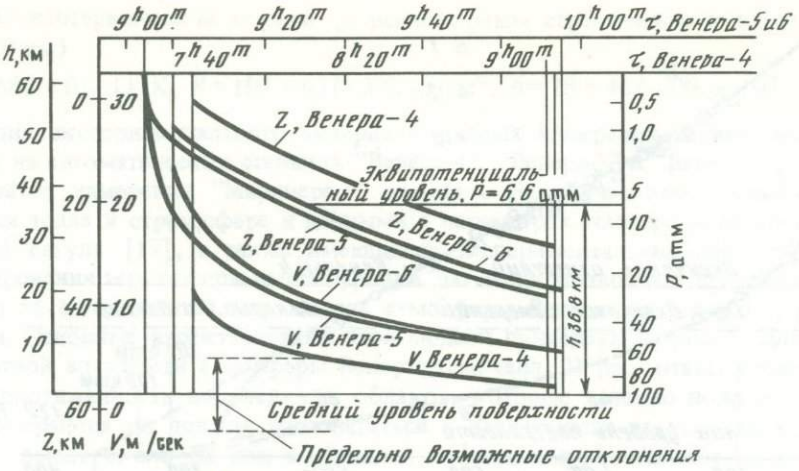


Рис. 3. Результаты измерения атмосферы Венеры

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ГЛУБИНЫ АТМОСФЕРЫ

Термодинамический анализ данных измерений приводит к выводу, что изменение состояния газа в атмосфере Венеры соответствует политропическому со средним значением показателя политропии $n = 1{,}20 \div 1{,}25$, что очень близко к показателю адиабаты при соответствующих температурах и давлениях. На участках измерений градиент температуры изменяется от 8,0 до 8,6 град/км. Более подробно результаты измерений температуры, давления и плотности изложены в работах [1, 2, 12, 13].

На рис. 3 приведены результаты измерения глубины атмосферы. Значения скорости v и пройденного аппаратами пути l на участках парашютного спуска рассчитывались с использованием уравнения гидростатического равновесия и уравнения газового состояния по измеренным значениям P, T и независимо по уравнению квазиравномерного спуска аппаратов на парашюте при условии сопротивления. Результаты расчетов обоими методами приводят к практически одинаковым значениям [7, 15].

Рассчитанные высотные профили измеренных атмосферных параметров привязаны к высоте над средним уровнем поверхности планеты, определенным по показаниям бортовых радиовысотомеров станций "Венера-5" и "Венера-6". Для привязки к высоте h использован эквипотенциальный уровень в атмосфере с давлением $P = 6{,}6$ атм, вблизи которого получены первые отсчеты высоты на каждом из аппаратов. Средний уровень поверхности отстоит от указанного эквипотенциального уровня в атмосфере на расстоянии $h = 36{,}8$ км. При этом локальные средние поверхности, по данным "Венеры-5" и "Венеры-6", с учетом максимальных погрешностей в измерении высоты и возможного влияния рельефа поверхности рассматриваются как равновероятные предельно возможные отклонения от среднего уровня поверхности планеты величиной $\Delta h \leqslant \pm 7$ км. Реальные значения, по-видимому, меньше.

МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ

Распределения температуры и давления атмосферы Венеры по высоте показаны на рис. 4. Результаты всех измерений совмещены таким образом, чтобы точки с давлением $P = 6{,}6$ и 4,5 атм расположились на одинаковых высотах. Как видим, на перекрывающихся участках данные всех измерений хорошо согласуются между собой как по давлению, так и по температуре. Из сопоставления кривых следует, что "Венера-4" проводила измерения до высоты 26 км, а более прочные аппараты "Венера-5" и "Венера-6" – до 20 км над средним уровнем поверхности планеты.

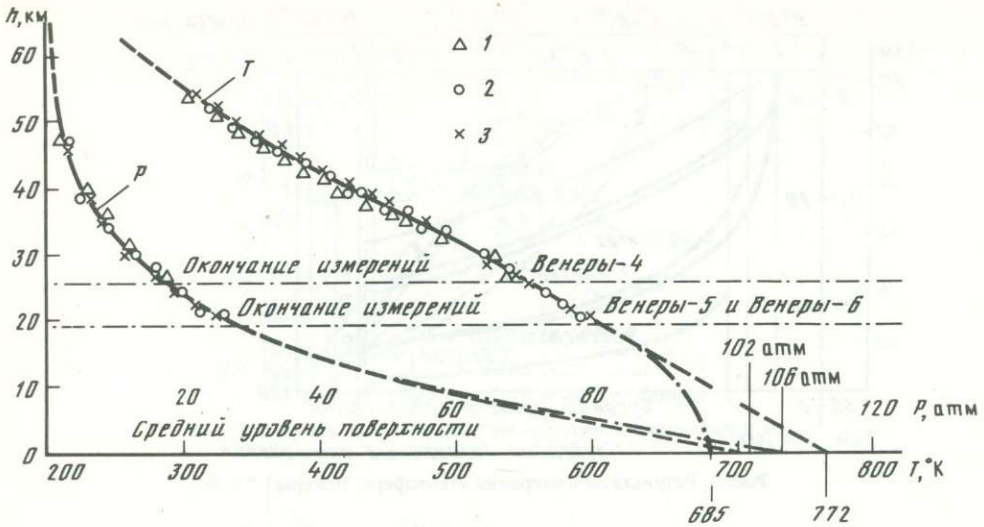


Рис. 4. Распределение температуры и давления атмосферы Венеры по высоте
1 – "Венера-4"; *2* – "Венера-5"; *3* – "Венера-6"

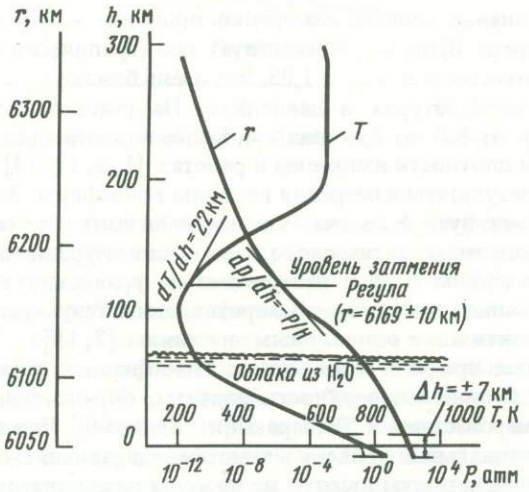


Рис. 5. Строение атмосферы Венеры

Экстраполяция высоких профилей температуры и давления от уровня 20 км до поверхности может быть проведена в предположении возможной реализации на этом участке различных моделей. Из них наиболее вероятной представляется адиабатическая модель, практически совпадающая с экстраполяцией по измеренному градиенту температуры в конце измерений "Венеры-5" и "Венеры-6". Наряду с этой моделью может реализоваться полуизотермическая модель, в которой температурный градиент равномерно стремится к нулю и изотермия достигается у поверхности планеты либо имеет место сравнительно тонкий изотермический слой вблизи поверхности (4–10 км) [8]. В этих предположениях и с учетом предельно возможных отклонений от среднего уровня получены следующие значения температуры, давления и плотности атмосферы у поверхности Венеры:

для адиабатической модели

$T = 761 \pm 60$ K, $P = 102 + 52\,(-36)$ кг/см^2, $\rho = 67 + 26\,(-19)$ кг/м^3

для полуизотермической модели (с равномерным стремлением к изотермии в слое $\Delta h \simeq 20$ км)

$T = 685 + 0(-11)$ K, $P = 107 + 63(-39)$ кг/см^2, $\rho = 78 + 46(-28)$ кг/м^3.

Анализ экспериментального материала прямых измерений параметров атмосферы Венеры на автоматических станциях "Венера-4", "Венера-5" и "Венера-6", рассмотрение результатов измерения "Маринера-5" вместе с теоретическими оценками характера переноса тепла в стратосфере и данными о параметрах атмосферы на уровне затмения Венерой Регула [17], а также имеющиеся экспериментальные данные и результаты моделирования термосферы выше уровня затмения позволяют предложить наиболее полную на сегодняшний день модель атмосферы Венеры от поверхности до высоты 300 км. Основные характеристики этой модели приведены на рис. 5. Для измеренной абсолютной влажности атмосферы Венеры (см. табл. 2) рассчитаны уровень конденсации и протяженность водоледяных облаков, которые условно показаны на рисунке. Нижняя граница их должна располагаться в зависимости от условий конденсации в области высот около 60 км, а толщина, по-видимому, составляет не менее 5–8 км.

Такие представления никоим образом не исключают возможности того, что истинная структура облачности на планете сложнее, в частности природа венерианских облаков включает наряду с H_2O другие химические компоненты и пыль. Нельзя также исключить, что облака могут иметь слоистую структуру. Уровень температурного минимума, соответствующего мезопаузе в земной атмосфере, оказывается в приведенной модели распоположенным на высоте $h_\mu \simeq 105$ км при температуре $T_\mu = 195$ K. Экзосферная температура, т.е. температура верхней атмосферы в области, где достигается изотермия, $T_\infty = 650$K, соответствует условиям средней солнечной активности. Модель, показанная на рис. 5, основывается на всей совокупности доступных экспериментальных и теоретических данных и отражает современные представления об атмосфере планеты.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ

Как можно видеть из изложенного, результаты исследований, проведенных станциями "Венера-4, -5, -6", дали ответ на целый ряд вопросов, долгое время остававшихся в области предположений и догадок. Они внесли важнейший вклад и в решение главных научных проблем – происхождения и эволюции атмосфер планет [3].

Мнения большинства исследователей сходятся на том, что современные атмосферы планет имеют вторичное происхождение и образовались в результате дегазации первоначально твердого вещества планеты при его разогреве (за счет радиогенного тепла) и дифференциации на оболочки. При этом общее количество легколетучих веществ, выделившихся в процессе эволюции планеты, определяется как их первоначальным содержанием в протопланетном веществе, так и характером эндогенных процессов, протекающих на планете. Вместе с тем современный состав атмосферы планеты зависит и от физико-химических (термодинамических) условий на ее поверхности, определяющих вторичные реакции между веществами, а следовательно, и форму их нахождения в газообразном, жидком или твердом состояниях. Рассмотрим в этом аспекте данные по составу атмосферы Венеры и сравним ее с Землей.

Как видно из приведенных данных о составе и структуре венерианской атмосферы, она почти целиком состоит из углекислого газа, давление которого на поверхности достигает 100 атм. На Земле, как известно, углерод находится в связанном состоянии в карбонатах осадочных пород и гидросфере. Если его выделить полностью в атмосферу, то его окажется не менее 50–60 атм, т.е. того же порядка, что и на Венере. Наличие больших количеств углекислого газа в атмосфере Венеры связано с большим сдвигом карбонатно-силикатного равновесия в сторону разложения карбонатов и выделения CO_2, что неизбежно при столь высоких температурах, какие существуют на ее поверхности.

Содержание азота (вместе с инертными газами, которые могут составлять лишь

небольшую долю от количества азота) не превышает 2%. Если весь азот, содержащийся в земной атмосфере, перевести в венерианскую атмосферу, то его будет около 1%. Это также согласуется с тем, что измерено на Венере. Источником азота на Венере, очевидно, как и на Земле, является аммиак, который выделяется в результате вулканической деятельности.

Количество кислорода в атмосфере Венеры меньше, чем в атмосфере Земли. Он может образовываться за счет фотодиссоциации углекислого газа и воды. Однако низкое содержание его указывает на то, что он интенсивно рекомбинирует и связывается веществом породы.

Атмосфера Венеры, как мы видели, имеет незначительное количество воды. Среднее содержание ее в основной толще атмосферы не превышает 0,05%. Возможно, что максимум содержания воды приходится на облачный слой. Существование гидросферы на Венере исключено ввиду высоких температур. Следовательно, воды на Венере по крайней мере на четыре порядка меньше, чем на Земле. Эта указывает на существование какого-то механизма, приводящего к потере воды на Венере. Наиболее вероятным процессом является фотодиссоциация воды в верхней атмосфере и потеря водорода. Этот процесс может привести и к полной потере воды на Венере, если скорость поступления водяного пара в верхнюю атмосферу достаточно велика. На существование такого процесса указывает, в частности, наличие, хотя и слабой, водородной короны (возможно, обогащенной дейтерием), обнаруженной "Венерой-4" и "Маринером-5" [14, 16].

Таким образом, несмотря на совершенно различные составы атмосфер Венеры и Земли, выявляется весьма интересная аналогия их природы. Оказывается, что общее количество дегазированных продуктов обеих планет почти одинаково. Тогда чем же можно объяснить столь большое различие в современном составе атмосфер этих близких по размерам планет? Сейчас становится очевидным, что основным механизмом, приведшим к образованию столь тяжелой углекислой атмосферы Венеры, является, по-видимому, "тепличный эффект", и поддержание теплового режима нижней атмосферы Венеры осуществляется за счет лучисто-конвективного теплообмена [12, 13].

Исходя из этих рассуждений, эволюцию атмосферы Венеры можно представить следующим образом. Возможно, что Земля и Венера образовались в одну историческую эпоху из единого протопланетного вещества. Возможно также, что обе планеты развивались по единому эволюционному пути. Однако близкое расположение Венеры к Солнцу не могло не отразиться на характере экзогенных процессов, происходивших на ней. Независимо от других факторов более высокая температура обусловила переход в атмосферу Венеры значительных количеств воды и углекислоты. Это, в свою очередь, вызвало поглощение атмосферой солнечного тепла и вместе с тем фотодиссоциацию CO_2 и H_2O с образованием кислорода.

Вместе с тем наличие атмосферы, состоящей из углекислоты и воды, привело к развитию "тепличного эффекта" (т.е. таких условий, когда солнечное тепло проникает сквозь атмосферу, нагревая поверхность планеты, а тепловой поток, излучаемый поверхностью, в значительной степени поглощается атмосферой). В результате этого механизма происходил эффективный разогрев поверхности Венеры, и когда температура достигла 250–300°С, многие карбонаты реагировали с SiO_2, освобождая в атмосферу огромное количество углекислоты. Повышение содержания углекислоты в атмосфере еще более увеличивало "тепличный эффект", и, таким образом, происходило саморазогревание атмосферы Венеры вплоть до достижения некоторых равновесных условий, отвечающих измеренным параметрам атмосферы.

Таким образом, очевидно, по эндогенным процессам Земля и Венера близки и имеют сходную историю. Вместе с тем эти планеты значительно различаются по экзогенным процессам, протекавшим на их поверхности. Это различие условий на поверхности, определяемое близостью к Солнцу, по-видимому, и привело в результате процессов саморегулирования к образованию тяжелой углекислой атмосферы на поверхности Венеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдуевский В.С., Бородин Н.Ф., Кузнецов В.В.* и др. Температура, давление и плотность атмосферы Венеры по данным измерения на автоматической межпланетной станции "Венера-4" // Докл. АН СССР, Сер. астрон. 1968. Т. 179, № 2. С. 310–313.
2. *Авдуевский В.С., Маров М.Я., Рождественский М.К.* Результаты измерений на автоматических станциях "Венера-5" и "Венера-6" и модель атмосферы Венеры // Космич. исслед. 1970. Т. 8, вып. 6. С. 871–881.
3. *Виноградов А.П.* Атмосферы планет Солнечной системы // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1969. № 4. С. 3–14.
4. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М.* Исследование состава атмосферы Венеры на автоматических станциях "Венера-5" и "Венера-6" // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190, № 3. С. 552–554.
5. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М.* и др. Химический состав атмосферы Венеры // Космич. исслед. 1970. Т. 8, вып. 4. С. 578–587.
6. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Флоренский К.П., Андрейчиков Б.М.* Определение химического состава атмосферы Венеры межпланетной станцией "Венера-4" // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179, № 1. С. 37–40.
7. *Маров М.Я.* Модель атмосферы Венеры // Там же. 1971. Т. 196, № 1. С. 67–70.
8. *Ржига О.Н.* Анализ спектра яркостной температуры и структура нижней атмосферы Венеры // Астрон. журн. 1970. Т. 47, № 3. С. 566–576.
9. Советская межпланетная станция "Венера-4" // Правда. 1967. 22 окт.
10. Советские межпланетные станции "Венера-5" и "Венера-6" // Правда. 1969. 4 июня.
11. *Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М., Калинина О.М.* и др. Приборы для исследования состава атмосферы Венеры, использовавшиеся на межпланетных станциях "Венера-4", "Венера-5" и "Венера-6"// Космич. исслед. 1970. Т. 8, вып. 5. С. 777–783.
12. *Avduevsky V.S., Marov M.Ya., Rozhdestvensky M.K.* Molel of the atmosphere of the planet Venus based on the results of measurements made by the soviet interplanetary station"Venera-4" // J. Atmos. Sci. 1968. Vol. 25, N 4. P. 537–545.
13. *Avduevsky V.S., Marov M.Ya., Rozhdestvensky M.K.* The tentative model of the atmosphere of the planet Venus based on the results of measurement of space probes "Venera-5" and "Venera-6" // Ibid. 1970. Vol. 27, N 4. P. 561–568.
14. *Barth C.A., Wallace L., Pearce J.B.* Mariner-5 measurement of Lyman-Alpha radiation near Venus // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 7. P. 2541–2545.
15. *Kliore A.J., Cain D.L., Levy L.S.* et al. Structure of the atmosphere of Venus derived from Mariner-5 *S*-band measurement // Space Research. IX. Amsterdam: North-Holland Publ. Company, 1969. P. 712–729.
16. *Kurnt V.G., Dostovalow S.B., Sheffer E.K.* The Venus far ultraviolet observations with Venera-4 // J. Atmos. Sci. 1968. Vol. 25, N 4. P. 668.
17. *Vaucouleurs G.de., Menzel D.H.*. Results of the occulation of regulus by Venus. July 7, 1959 // Nature. 1960. Vol. 188, N 4744. P. 28–32.
18. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Andreichikov B.M.* et al. Chemical composition of the Venus atmosphere // Space Research. XI. Amsterdam: North-Holland Publ. Company. 1971. P. 129–140.
19. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Florensky K.P.* The chemical composition of the Venus atmosphere based on the data of the interplanetary station Venera-4 // J. Atmos. Sci. 1968. Vol. 25, N 4. P. 535–536.

СОДЕРЖАНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕНЕРИАНСКОЙ ПОРОДЕ ПО ДАННЫМ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «ВЕНЕРА-8» *

В июле 1972 г. автоматическая станция "Венера-8" подошла к планете и, войдя в атмосферу, совершила плавный парашютный спуск на освещенную сторону ее поверхности вблизи утреннего терминатора. На станции был установлен комплекс научных приборов, предназначенных для дальнейшего изучения параметров атмосферы и климатических условий, существующих на поверхности планеты. Кроме того, впервые была поставлена задача исследования характера пород, слагающих поверхность планеты в месте посадки станции.

Как известно, определить характер породы можно не только по ее полному химическому или минералогическому составу, но и по содержанию ряда отдельных химических элементов (даже присутствующих в очень малых количествах), являющихся достаточно характерными для того или иного типа породы. В частности, таким диагностическим признаком является содержание в породе естественных радиоактивных элементов – урана, тория и калия. В связи с этим на станции "Венера-8" был установлен гамма-спектрометр, определяющий в венерианской породе содержания естественных радиоактивных элементов по их гамма-излучению.

Использование гамма-спектрометра для определения характера венерианской породы диктовалось тем обстоятельством, что в суровых климатических условиях, существующих на поверхности Венеры (в районе посадки станции температура и давление составляли соответственно 470 °С и 90 атм), чрезвычайно сложно воспользоваться какими-либо другими методами, поскольку все они требуют выноса детекторов или устройств для отбора пробы за пределы герметичного термостатированного отсека станции. В отличие от них гамма-спектрометр целиком располагался в гермоотсеке станции и регистрировал гамма-излучение, испускаемое радиоэлементами породы, которое проникало сквозь оболочку станции.

Благоприятным обстоятельством для применения гамма-спектрометра было также отсутствие в венерианской породе излучения, наведенного космическими лучами, что является серьезной помехой при проведении подобных измерений на небесных телах, имеющих небольшую атмосферу или не имеющих ее совсем.

Как известно, этот метод был применен нами [3, 4] на первом спутнике Луны – автоматической станции "Луна-10", когда впервые было установлено, что на Луне районы "морей" сложены изверженными породами, которые по содержанию в них естественных радиоактивных элементов наиболее близких к широко распространенным в земной коре базальтовым породам. Это открытие впоследствии многократно было подтверждено экспериментами на советских и американских автоматических станциях, а также лабораторным исследованием лунного грунта, доставленного на Землю советскими и американскими космическими аппаратами.

Вместе с тем опыт работы с лунными породами [5, 6] свидетельствует о том, что необходимо принимать во внимание целый ряд особенностей небесных тел, которые могли сказаться на формировании поверхностных пород и, в частности, на содержании в них естественных радиоактивных элементов. Так, например, несмотря на тот факт, что в формировании поверхностных венерианских пород основная роль должна принадлежать эндогенным процессам, очевидно, нельзя не принимать во внимание и ряд

*Совместно с Ю.А. Сурковым, Ф.Ф. Кирнозовым, В.Н. Глазовым (Геохимия. 1973. № 1. С. 3–10).

особенностей Венеры: чрезвычайно низкое в настоящее время содержание воды на Венере, ее исключительно плотную углекислую атмосферу (находящуюся в динамическом равновесии с литосферой) и, наконец, особые климатические условия на ее поверхности.

Ниже описываются результаты впервые проведенного эксперимента по определению характера венерианской породы, выполненного советской автоматической станцией "Венера-8".

АППАРАТУРА И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Гамма-спектрометр был установлен на спускаемом аппарате (СА) станции "Венера-8". Конструктивно спектрометр изготовлен в виде трех блоков – датчика и двух электронных блоков, выполняющих анализ, запоминание и кодирование информации. Все блоки располагались внутри герметизированного, термостатированного отсека СА. Функционально прибор включал в себя сцинтилляционный датчик, 60-канальный амплитудный анализатор и интенсимер для интегрального счета гамма-квантов.

Датчик гамма-спектрометра состоял из кристалла NaJ (Tl) размером 63×63 мм, сопряженного с фотоумножителем ФЭУ-93. Амплитудный анализатор построен на основе преобразования амплитуды в длительность с запоминанием информации на ультразвуковой линии. Емкость памяти каждого канала анализатора составляла 4096 импульсов. Энергетический интервал регистрируемых спектрометром гамма-квантов находился в диапазоне 0,3–3,0 МэВ. Разрешающая способность гамма-спектрометра, измеренная по ^{137}Cs (E_γ = 0,662 МэВ), составляла около 11%.

Измеритель интегральной скорости света обеспечивал измерение суммарной интенсивности гамма-излучения с энергией более 0,3 МэВ, регистрировавшегося датчиком спектрометра.

Детектор гамма-спектрометра (кристалл NaJ (Tl)) располагался в нижней части спускаемого аппарата. Слой материала, экранирующего датчик (теплозащита, корпус СА и комплектующие блоки), составлял не более 20 г/см^2 и состоял главным образом из легких элементов.

В соответствии с программой работы СА станции "Венера-8" измерение интегральной скорости счета осуществлялось как на трассе спуска в атмосфере планеты, так и после посадки станции на ее поверхность. Измерение спектрального состава гамма-излучений производилось только на поверхности планеты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ И ИХ ОБРАБОТКА

Было осуществлено три замера интегральной скорости счета при спуске и один замер после посадки на поверхность. При этом регистрируемая во время спуска скорость счета не менялась на заметную величину, что свидетельствует о практическом отсутствии вклада, обусловленного распадом короткоживущих (минутных и часовых) радиоизотопов, которые могли возникнуть в конструкционных материалах станции под действием космического излучения. Что касается распада долгоживущих радиоизотопов (с периодом полураспада несколько суток и более), то их вклад в радиоактивность СА по крайней мере на порядок меньше фона от естественных радиоактивных элементов. Таким образом, в регистрируемый фон объекта некоторый вклад, обусловленный космическими лучами, вносили практически лишь радиоизотопы Na и J (период полураспада от нескольких часов до нескольких суток), образующиеся в материале детектора при облучении его космическими лучами. Этот вклад был оценен нами из модельных экспериментов.

После посадки спускаемого аппарата на поверхность было зарегистрировано возрастание интегральной скорости счета, что связано с добавлением эффекта от поверхности планеты.

Таким образом, измерения интегральной скорости счета γ-квантов позволили оце-

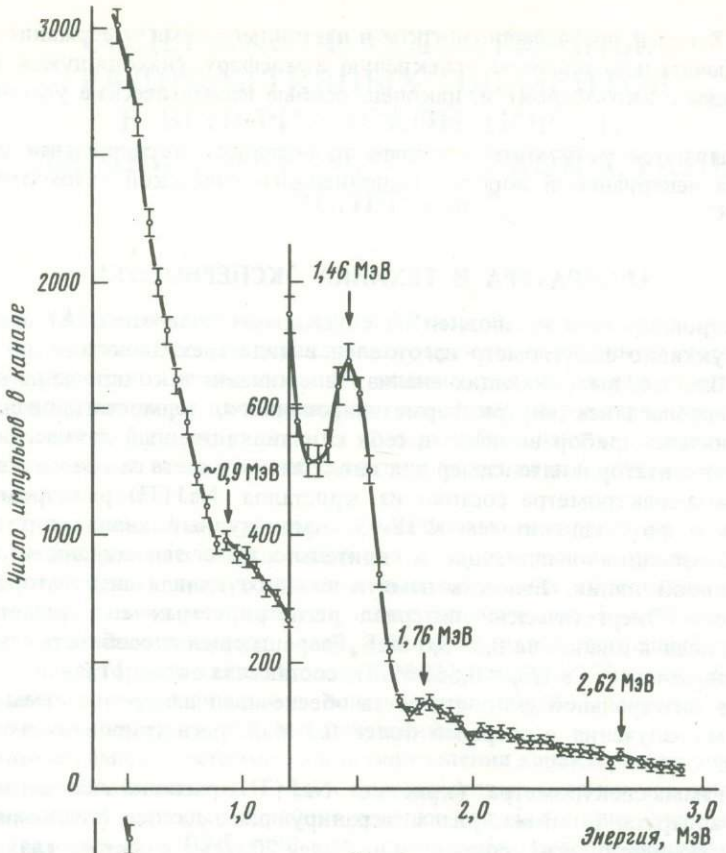

3000
2000
1000
0
Число импульсов в канале
1,46 МэВ
~0,9 МэВ
1,76 МэВ
2,62 МэВ
600
400
200
1,0
2,0
3,0
Энергия, МэВ

Рис. 1

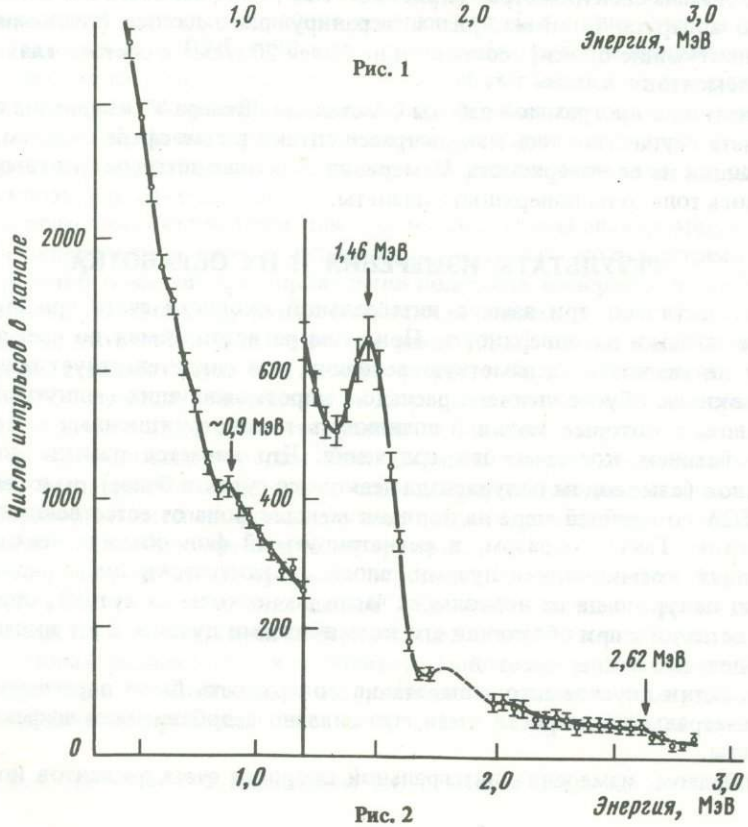

2000
1000
0
Число импульсов в канале
1,46 МэВ
~0,9 МэВ
2,62 МэВ
600
400
200
1,0
2,0
3,0
Энергия, МэВ

Рис. 2

нить эффект от γ-излучения, наведенного космическими лучами в материале станции, определить общий уровень γ-излучения венерианской породы и качественно судить об относительно высоком содержании в ней естественных радиоактивных элементов.

Измерение гамма-спектров венерианской породы было начато через 36 с после посадки станции и закончено через 42 мин 36 с. Передача информации, накопленной спектрометром, происходила поканально одновременно с набором спектра и была выведена дважды. Первый гамма-спектр был передан приблизительно в середине набора информации, второй – в конце.

На рис. 1, 2 представлены спектры γ-излучения венерианской породы в районе посадки автоматической станции "Венера-8". Оба спектра приведены к одной и той же экспозиции, равной 21 мин.

Для калибровки прибора в наземных условиях был проведен ряд измерений над выходами горных пород с известным содержанием урана, тория и калия; при этом для приближения условий измерения к реальным условиям эксперимента на планете прибор располагался внутри аналога станции "Венера-8". Измерения производились в геометрии 2π над толщами гранита, гранодиорита и андезито-базальта. Кроме того, был снят собственный фон станции над мощным обнажением дунита. Калибровочные спектры приведены на рис. 3–5.

На спектрах, полученных с поверхности Венеры, выделяются наиболее характерные линии с энергией 1,46 МэВ, 1,76, 2,62 МэВ и др., обусловленные распадом калия, урана и тория.

Для предварительной оценки содержания естественных радиоактивных элементов в венерианской породе применялся следующий способ. После вычитания спектра фона станции, измеренного над дунитом, для каждого калибровочного спектра вычислялись площади наиболее характерных фотопиков, выраженные в количестве импульсов. Таким образом была осуществлена привязка известных содержаний K, U и Th в калибровочных породах к интенсивности в фотопиках, соответствующих упомянутым выше энергиям. После этого определение содержания калия, урана и тория в исследуемых венерианских породах сводилось к простому пересчету соответствующих площадей фотопиков в содержание элементов.

При расчетах содержаний естественных радиоактивных элементов учитывалось, что условия проведения калибровки прибора отличались от условий эксперимента на поверхности Венеры, так как плотная атмосфера планеты более интенсивно рассеивала и поглощала γ-излучение породы, чем атмосфера Земли.

Расчет лучевым методом приводит к следующей зависимости между содержанием в породе планеты моноизлучателя данной энергии E_γ и количеством γ-квантов I, пересекающих поверхность детектора (который с достаточно хорошим приближением можно считать шарообразным) в единицу времени:

$$I = \frac{\pi r^2 N}{2\mu_0} E_2 (\mu h), \qquad (1)$$

где N – число γ-квантов, испускаемых единицей объема породы в единицу времени; μ_0 и μ – линейные коэффициенты ослабления γ-квантов соответственно в излучающей породе и в атмосфере планеты; h – высота детектора над породой; r – радиус детектора; E_2 – функция Кинга:

$$E_2(x) = e^{-x} - x \int_x^\infty \frac{e^{-t}}{t}\, dt. \qquad (2)$$

Рис. 1. Первый спектр γ-излучения, измеренный на поверхности Венеры автоматической станцией "Венера-8" (время набора 21 мин)

Рис. 2. Второй спектр γ-излучения, измеренный на поверхности Венеры станцией "Венера-8" (время набора 21 мин)

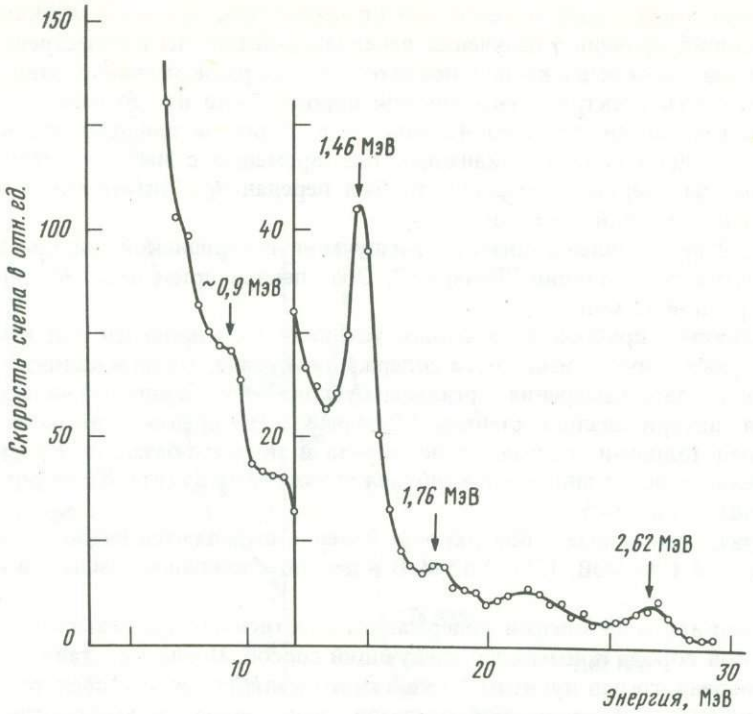


Рис. 3. Спектр γ-излучения гранита в естественном залегании, измеренный гамма-спектрометром, установленным на СА "Венера-8"

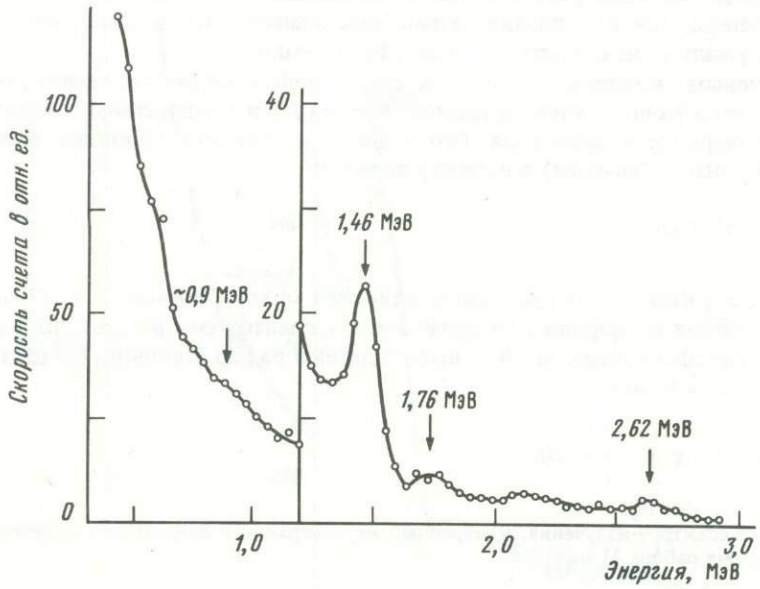


Рис. 4. Спектр γ-излучения гранодиорита в естественном залегании, измеренный гамма-спектрометром, установленном на СА "Венера-8"

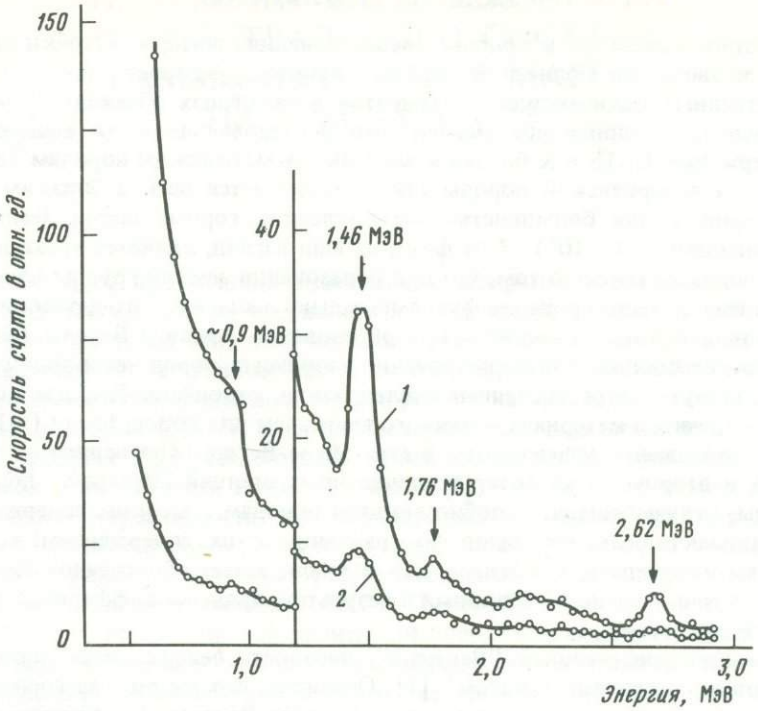


Рис. 5. Спектры γ-излучения андезито-базальта и дунита, измеренные гамма-спектрометром, установленным на СА "Венера-8"

Используя выражение (1) для определения интенсивности γ-излучения, регистрируемого детектором у поверхности Земли и Венеры, и полагая, что μ_0 в обоих случаях приблизительно одинаково, получим следующее выражение для коэффициента, учитывающего влияние атмосферы Венеры:

$$K = \frac{I_В}{I_З} = \frac{E_2(\mu_З h)}{E_2(\mu_В h)}, \qquad (3)$$

где $I_З$, $I_В$ – интенсивности γ-излучения, регистрируемого детектором над поверхностью Земли и Венеры соответственно; $\mu_З$, $\mu_В$ – линейные коэффициенты ослабления монохроматического излучения в атмосфере Земли и Венеры соответственно.

При вычислении функций Кинга $E_2(\mu_З h)$ и $E_2(\mu_В h)$ в выражении (3) для каждой энергии берутся соответствующие линейные коэффициенты ослабления. Вычисленные таким образом коэффициенты K были использованы при определении площадей фотопиков в спектрах, измеренных на Венере.

В результате обработки спектров описанным методом были помечены следующие содержания естественных радиоактивных элементов в венерианской породе (в мас.%): калия – 4%, урана – $2{,}2 \cdot 10^{-4}$% и тория – $6{,}5 \cdot 10^{-4}$%.

Следует заметить, что в данном расчете поправочных коэффициентов мы пренебрегли влиянием материала самой станции, что могло привести к завышению истинных содержаний урана, тория и калия. Однако элементарные прикидки показывают, что такого рода завышение не может превышать ~10% от полученных величин содержаний, что лежит в пределах ошибки определения указанных содержаний, которую авторы оценивают в 30%.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как известно, одним из вопросов, представляющих интерес с точки зрения происхождения и эволюции Солнечной системы, является распространенность и соотношения естественных радиоактивных элементов в различных объектах Солнечной системы. Приведенные данные показывают, что исследованная нами венерианская порода по содержанию U, Th и K близка к кислым магматическим породам Земли. Отношение K/U для венерианской породы также оказывается весьма близким к отношению, характерному для большинства магматических горных пород Земли (в среднем составляющему $\sim 1 \cdot 10^4$). Этот факт, на наш взгляд, является чрезвычайно интересным и наводит на мысль о том, что при образовании земной группы планет Солнечной системы имели место процессы фундаментального химического фракционирования, которые были в основном подобны при образовании Земли и Венеры (мы имеем в виду образование оболочек и формирование вторичных пород несолнечного состава). Как свидетельствуют многочисленные исследования, отношение K/U для хондритов – первичного солнечного материала – намного выше, чем для пород Земли ($\sim 1 \cdot 10^5$).

Огромное содержание углекислоты в атмосфере Венеры (по нашим определениям, до 97% [2]) и вторичный характер исследованных станций "Венера-8" пород поверхности Венеры, отличающихся, подобно земным породам, высоким содержанием естественных радиоактивных элементов по сравнению с их содержанием в хондритах, позволяет нам утверждать, что Венера, как и Земля, имеет оболочечное строение с корой и другими оболочками, возникшими в результате процесса дифференциации первичного твердого вещества.

Как было измерено станцией "Венера-8", плотность венерианских пород в районе посадки станции составляла 1,4 г/см^3 [1]. Очевидно, что эта рыхлая горная порода – продукт разрушения кристаллических пород коры Венеры. Ее формирование, как нам представляется, не могло быть результатом одного лишь механического разрушения кристаллической горной породы Венеры. Этот процесс сочетается с процессом разложения данной породы под влиянием значительного давления углекислоты и высоких температур в присутствии хотя бы и незначительных следов воды, которые в свое время были обнаружены в атмосфере Венеры. При высоких температурах шли процессы сублимации и испарения вещества и, возможно, частичного плавления. Под влиянием высокого содержания в атмосфере углекислоты происходила карбонатизация поверхностных пород Венеры. При температуре свыше 350 °C из карбонатизированных пород и силикатов образовался волластонит с выделением свободной углекислоты в атмосферу Венеры. Однако пока невозможно определенно утверждать, что этот процесс существенно влиял на обогащение породы радиоактивными элементами.

На поверхности Венеры имеют место процессы глубокого метаморфизма, в частности "кислого выветривания", и станция "Венера-8" обнаружила подобную метаморфическую породу, относительно богатую K, U и Th по сравнению с базальтами Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. "Венера-8": Итоги космического рейса // Правда. 1972. 10 сент.
2. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М.* и др. Химический состав атмосферы Венеры // Космич. исслед. 1970. Т. 8, вып. 4. С. 578–587.
3. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Предварительные результаты измерений гамма-излучений лунной поверхности на космической станции "Луна-10" // Там же. 1966. Т. 4, вып. 6. С. 871–878.
4. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Гамма-излучение Луны и состав лунных пород (по результатам эксперимента на космической станции "Луна-10") // Геохимия. 1967. №11. С. 1263–1273.
5. *Сурков Ю.А., Соборнов О.П., Федосеев Г.А.* и др. Радиоактивность реголита, доставленного из района кратера Аполлоний с автоматической станцией "Луна-20" // Космич. исслед. 1973. Т. 11, вып. 6. С. 926–931.
6. *Сурков Ю.А., Федосеев Г.А., Соборнов О.П.* и др. Исследование гамма-излучения лунного грунта, доставленного автоматической станцией "Луна-16" // Там же. 1972. Т. 10, вып. 6. С. 938–942.

ИЗМЕРЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ И СПЕКТРАЛЬНОГО СОСТАВА ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ МАРСА НА АМС «МАРС-5» *

В последние годы при помощи космических аппаратов, исследующих Луну и планеты, проводятся измерения интенсивности и спектрального состава γ-излучения пород, слагающих поверхностные слои этих небесных тел. Основной целью такого рода экспериментов является определение химического состава и типа пород. Впервые на принципиальную возможность определения типа пород по характеристическому γ-излучению было указано в 1967 г. [9]. Эта идея впоследствии получила развитие и в ряде расчетных работ: в работах [5, 6] рассмотрены некоторые процессы, приводящие к испусканию γ-квантов у поверхности Луны; в работе [8] показано, что измерение γ-излучения у поверхности Марса позволит идентифицировать тип марсианских пород.

Первые измерения спектров γ-излучения над лунной поверхностью показали перспективность такого рода исследований [2]. Гамма-спектрометры, установленные на автоматической межпланетной станции (АМС) "Венера-8" и на космических кораблях "Аполлон-15, -16", позволили определить тип пород, слагающих поверхностный слой Венеры и Луны, и содержание в них естественных радиоактивных элементов [1, 7]. Ниже рассматриваются результаты первого эксперимента по исследованию γ-излучения Марса.

АМС "Марс-5" была выведена на орбиту искусственного спутника планеты в феврале 1974 г. В состав научной аппаратуры входил γ-спектрометр, состоящий из сцинтилляционного детектора с кристаллом NaJ (Tl) диаметром и высотой 63 × 63 мм^2, 256-канального амплитудного анализатора импульсов и вспомогательных электронных блоков. Разрешающая способность γ-спектрометра составляет 11% (по E_γ=0,66 МэВ).

При подготовке спектрометра к эксперименту проводили его калибровку в широком диапазоне энергий γ-излучения с помощью эталонных источников, были установлены закономерности в изменении коэффициента усиления и в дрейфе нуля энергетической шкалы. При обработке γ-спектров, измеренных на АМС, осуществлена коррекция энергетической шкалы прибора в соответствии с параметрами аппаратуры.

В соответствии с программой работы АМС была проведена серия измерений на трассе полета Земля–Марс на расстояниях $61{,}2 \cdot 10^6$, $85{,}4 \cdot 10^6$ и $93{,}8 \cdot 10^6$ км от Земли. Для интервала энергий $\Delta E_\gamma = 1 \div 8$ МэВ величина зарегистрированной интенсивности составляет в среднем 68 ± 2 имп/с. Измеренный на трассе полета фоновый спектр γ-излучения представляет собой непрерывное распределение со слабо выраженными пиками. Это γ-излучение обусловлено в основном ядерными взаимодействиями космических лучей с конструкционными материалами АМС "Марс-5" и детектора. Кроме того, свой вклад вносит радиоизотоп ^{40}K, содержащийся в незначительном количестве в материале детектора и станции.

На орбите искусственного спутника Марса проведено несколько сеансов измерения γ-излучения планеты, экспозиция при измерениях в каждом сеансе составляла 60 мин, средняя высота над планетой ~2300 км.

При измерении γ-спектров вблизи планеты детектор регистрирует γ-кванты, приходящие с некоторой эффективной площади, которая определяет предел пространственной разрешающей способности γ-спектрометра. Для определения величины этой площа-

---

*Совместно с Ю.А. Сурковым, Л.П. Москалевой, Ф.Ф. Кирнозовым // Докл. АН СССР, 1975. Т. 223, № 6. С. 1336–1339.

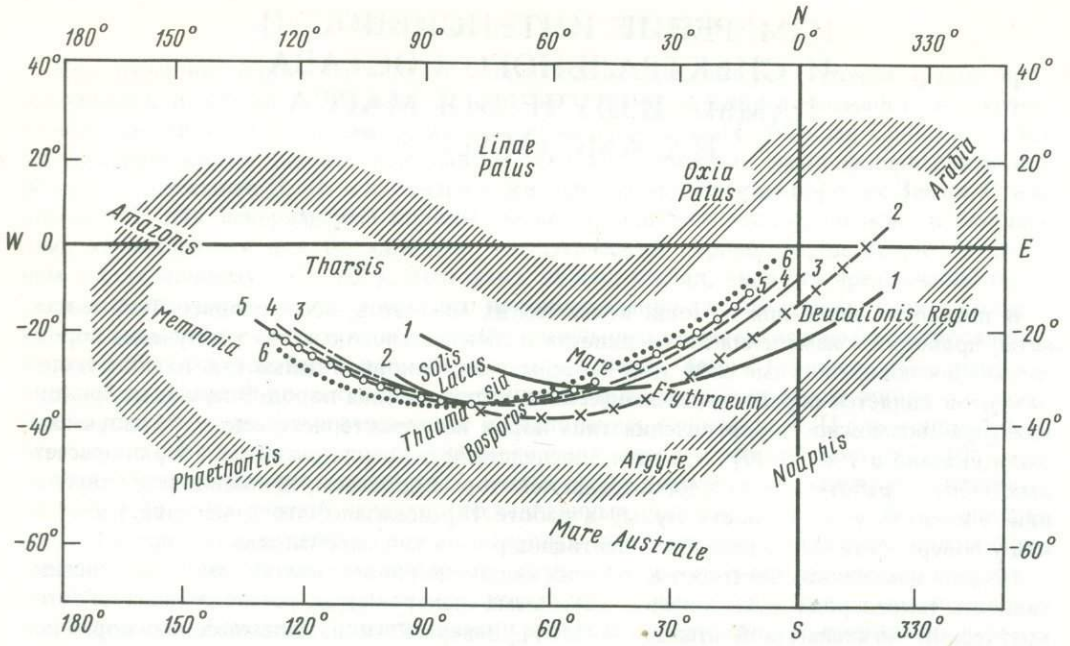


Рис. 1. Участки траектории АМС "Марс-5"

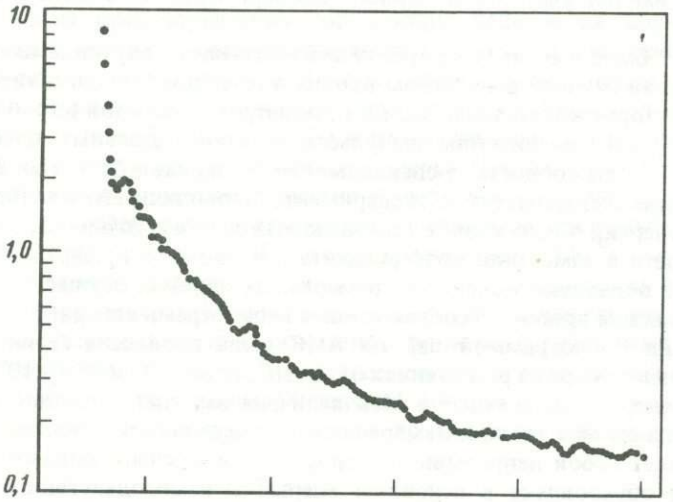


Рис. 2. Спектр γ-излучения, измеренный с орбиты АМС "Марс-5"
По оси ординат отложена скорость счета в $с^{-1}$, по оси абсцисс – номер канала от 1 до 256

ди рассчитаны потоки γ-квантов от шарового слоя планеты с равномерно распределенной радиоактивностью, расчет проводили для высот от 50 см до 10 000 км. Если под эффективной площадью планеты подразумевать участок поверхности, интенсивность излучения с которого составляет 90%, то, например, для E_ν = 3 МэВ радиус эффективной площади составляет ~1600 км при высоте 2000 км.

На карте Марса (рис. 1) приведены участки траектории АМС "Марс-5 ', на которых проводилось включение γ-спектрометра, и эффективная площадь планеты, с которой регистрируется γ-излучение. Внешняя граница заштрихованной полосы определяет

область, соответствующую эффективной площади, с которой собирается 90% γ-излучения, внутренняя граница – 50% γ-излучения.

Таким образом, во всех сеансах измерений на АМС "Марс-5", детектор "просматривал" районы, расположенные по широте от +25° до –50° и по долготе от 170° W до 320° E, т.е. главным образом районы Тавмасия, Аргир, Копрат, оз. Феникса, зал. Шеба, Жемчужный залив. Поскольку районы, исследуемые во всех сеансах, в значительной степени перекрываются, предварительный этап обработки проводили для получения общей характеристики обширной области.

Для интерпретации полученных данных существенно выяснить влияние рельефа планеты на регистрируемую прибором интенсивность γ-излучения, поскольку изучаемые в настоящем эксперименте районы включают, например, горные массивы Тарсис и Копрат, где встречаются значительные высоты. Расчет влияния рельефа на регистрируемую интенсивность показывает, что при измерениях на высоте 500 км и выше интенсивность увеличивается на не более чем 0,6% от единичной горы высотой 20 км и диаметром основания 100 км. В том случае, если вся "просматриваемая" детектором поверхность покрыта горами высотой 20 км, можно ожидать увеличения интенсивности до 10%. Так как в изучаемых районах Марса по современным представлениям существуют лишь единичные горы значительной высоты (до 20 км), можно считать влияние рельефа на регистрируемую интенсивность несущественным.

На рис. 2 приведен один из спектров γ-излучения Марса, измеренный с орбиты АМС "Марс-5". Интегральная интенсивность зарегистрированного над планетой γ-излучения в среднем для 4 сеансов составляет 109 ± 6 имп/с для интервала энергий γ-излучения от 1 до 8 МэВ. Собственно γ-изучение Марса, определенное путем вычитания фонового излучения, составляет для того же интервала энергий γ-квантов 41 ± 5 имп/с.

Спектр γ-излучения Марса состоит из характеристического γ-излучения и непрерывного распределения. Характеристическое γ-излучение обусловлено распадом радиоизотопов урана, тория, калия; переходом ядер–продуктов реакций – из возбужденного состояния в основное; распадом радиоактивных космогенных изотопов. Все три процесса обусловлены переходом ядер с одного уровня на другой, поэтому сопровождающее их γ-излучение является характеристическим. Неразрешаемый прибором континуум γ-излучения обязан своим происхождением тормозному излучению частиц высоких энергий, рождению и распаду π°-мезонов, рассеянию γ-квантов в толстой мишени. В непрерывный континуум также дает вклад γ-излучение, обусловленное переходами ядер из высоковозбужденных состояний в основные.

Ядерные взаимодействия космических лучей, приводящие к испусканию γ-квантов, имеют место не только в марсианских породах, но также и в атмосфере планеты, которая, таким образом, с одной стороны, является источником собственного γ-излучения, а с другой – поглотителем γ-излучения пород.

Предварительный анализ экспериментальных данных проводили для выяснения вклада γ-излучения естественных радиоизотопов, поскольку сведения о содержании урана, тория, калия несут в себе важную геохимическую информацию.

Из данных, полученных нами при экспериментальном моделировании на ускорителях и высотных аэростатах всех процессов, приводящих к испусканию γ-квантов, определены вклады γ-излучения атмосферы и породы [3, 4, 8]. На рис. 3,*1* приведен один из спектров γ-излучения Марса. Слабо выраженные пики соответствуют энергиям γ-излучения 1,4–1,5; 1,8–1,9; 2,5–2,6; 3,5–3,7; 4,4–4,5; 6,0–6,15; 6,8–6,9 МэВ. Гамма-кванты таких энергий обусловлены как распадом калия, тория, урана (1,46; 2,62 и 1,76 МэВ), так и ядерными взаимодействиями космических лучей и вторичных нуклонов (в основном нейтронов) с элементами, присутствие которых можно ожидать в марсианской атмосфере и породе: углерод (4,43 МэВ), кислород (3,68; 6,13; 6,93 МэВ), магний (1,83; 2,62 МэВ), алюминий (3,54; 6,8 МэВ), железо (1,82; 6,02 МэВ). Рис. 3, *2* представляет собой смоделированный спектр γ-излучения, приведенного космическими лучами в атмосфере и породе. Компонента γ-излучения, обусловленного распадом урана, тория, калия, приведена на рис. 4: заштрихованная полоса показывает

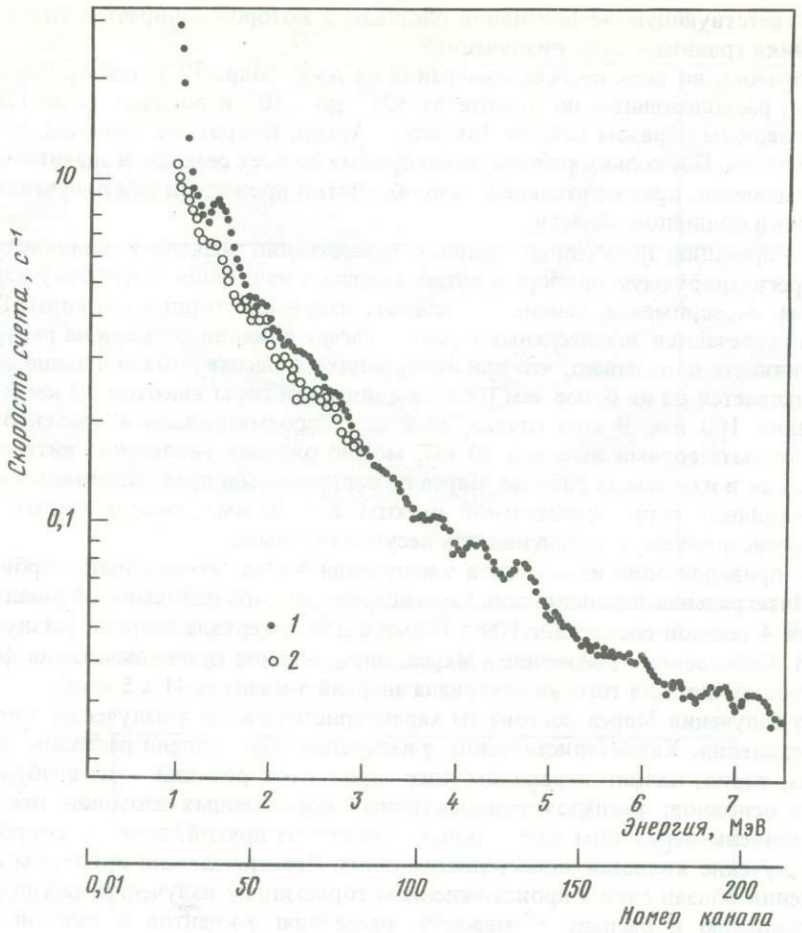


Рис. 3. Спектр γ-излучения, измеренный с орбиты АМС "Марс-5", за вычетом фона (*1*) и спектр наведенного γ-излучения (*2*)

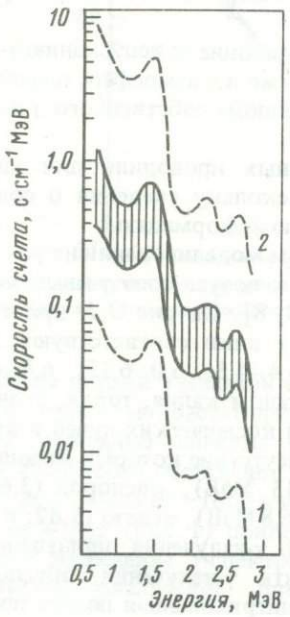


Рис. 4. Уровни интенсивности γ-излучения естественных радиоизотопов

область расположения γ-спектров естественных радиоизотопов по данным различных сеансов измерений. Для сравнения на том же графике указаны границы γ-спектров земных пород: кривая 1 соответствует спектру основных пород с низким содержанием урана, тория, калия; кривая 2 – спектру кислых пород с высоким содержанием естественных радиоизотопов.

Используя калибровочные спектры γ-излучения земных пород с известным содержанием урана, тория, калия, можно оценить уровень их содержания в марсианских породах исследуемого района. Предварительная оценка, основанная лишь на анализе интегральных интенсивностей в определенных диапазонах ΔE_ν показывает, что для обширного района Марса уровень содержания в породах урана, тория, калия соответствует изверженным земным породам основного состава.

В дальнейшем предполагается провести детальную обработку γ-спектров, в результате чего мы надеемся получить сведения о содержании урана, тория, калия и некоторых породообразующих элементов марсианских пород.

Авторы благодарят С.С. Курочкина, В.А. Распутного и О.П. Щеглова за участие в разработке γ-спектрометра.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Глазов В.Н.* Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианской породе по данным автоматической станции "Венера-8" // Геохимия. 1973. № 1. С. 3–10.
2. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Гамма-излучение Луны и состав лунных пород (по результатам эксперимента на космической станции "Луна-10") // Космич. исслед. 1967. Т. 5, вып. 6. С. 874–890. – То же // Геохимия. 1967. № 11. С. 1263–1273.
3. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П.* Моделирование ядерных реакций, возникающих при взаимодействии космических лучей с лунной поверхностью // Тез. докл. на Всесоюз. конф. по физике космич. лучей, Ташкент, 1968. М.: Наука, 1968. С. 89.
4. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Зулькарнеев Р.Я.* и др. Гамма-излучение, возникающее при взаимодействии протонов с энергией 660 МэВ с ядрами углерода, кислорода, алюминия и кремния // Прикл. ядер. спектроскопия. 1972. Вып. 3. С. 246–252.
5. *Armstrong T.W.* Calculation of the lunar photon albedo from galactic and solar proton bombardment // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 4. P. 524–536.
6. *Armstrong T.W., Alsmiller R.G. (Jr.).* An estimate of the prompt spectrum arising from cosmic-ray bombardment of the Moon // Astronaut. acta. 1969. Vol. 14. P. 143–149.
7. *Reedy R.C., Arnold J.R., Trombka J.I.* Expected gamma-ray emission spectra from the lunar surface as a function of chemical composition // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78, N 26. P. 5847–5866.
8. *Surkov Yu.A., Moskaleva L.P., Kharyukova V.P.* On gamma-radiation of the atmosphere and surface of Mars // Space Research. Berlin: Acad. Verlag, 1971. Vol. 11. P. 181–190.
9. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Moskaleva L.P.* On the radioactivity of lunar rocks // Moon and Planets: Ses. VII Intern. Space Sci. Symp., Vienna, May 10–18, 1966. Amsterdam: North-Holland Publ. Co, 1967. P. 71–82.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
Геохимия 5
Закономерности распределения химических элементов в земной коре 20
Атомные распространенности химических элементов Солнца и каменных метеоритов 91
Метеориты и земная кора 98
Химическая эволюция Земли. 118
Возникновение биосферы 144
Газовый режим Земли 156
Атмосферы планет Солнечной системы 172
Химия планет нашей Солнечной системы. 182
Образование металлических ядер планет. 201
Вещество метеоритов. 205
Гамма-излучение Луны и состав лунных пород. 237
О составе пород Луны 247
К происхождению лунных пород 249
Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16". 260
Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-20" 274
Дифференциация вещества Луны 283
Исследование атмосферы Венеры на советских автоматических станциях "Венера-4" "Венера-5" и "Венера-6" 312
Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианской породе по данным автоматической станции "Венера-8". 324
Измерение интенсивности и спектрального состава гамма-излучения Марса на АМС "Марс-5" . 331

Научное издание

ВИНОГРАДОВ АЛЕКСАНДР ПАВЛОВИЧ

Избранные труды

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ И КОСМОХИМИИ

Утверждено к печати ордена Ленина и ордена Октябрьской Революции Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

Редактор *Т.А. Касаткина.* Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *Л.В. Русская.* Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37024

Подписано к печати 05.01.88. Т–01805. Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 27,3 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 29,5
Уч.-изд.л. 30,4. Тираж 750 экз. Тип. зак. 2245. Цена 6 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4927